



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO E GRAVIMETRIA DA PORÇÃO
CENTRAL DO GRABEN DE ÁGUA BONITA, SUDOESTE DE
TOCANTINS E NOROESTE DE GOIÁS.**

DIOGO LUIZ ORPHÃO DE CARVALHO

Dissertação de Mestrado Nº 20

Brasília-DF
Maio 2011



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO E GRAVIMETRIA DA PORÇÃO
CENTRAL DO GRABEN DE ÁGUA BONITA, SUDOESTE DE
TOCANTINS E NOROESTE DE GOIÁS.**

Diogo Luiz Orphão de Carvalho

Orientador: Prof. Dr. Paulo Roberto Meneses

Co-orientador: Prof. PhD. José Oswaldo de Araújo Filho

Monografia apresentada à Banca Examinadora do Instituto de Geociências, como exigência final para obtenção do Título de Mestre em Geociências Aplicadas.

Brasília-DF
Maio 2011.

Carvalho, Diogo Luiz Orphão de

Mapeamento Geológico e Gravimetria da Porção Central do Graben de Água Bonita, Sudoeste de Tocantins e Noroeste de Goiás. – Brasília 2011.

Dissertação de Mestrado – Universidade de Brasília,
Instituto de Geociências

Orientador: Prof. Dr. Paulo Roberto Meneses.

Co-orientador: Prof. PhD. José Oswaldo de Araújo Filho

1. Graben de Água Bonita. 2. Lineamento Transbrasiliano.
3. Gravimetria Terrestre.

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

Instituto de Geociência

**Mapeamento Geológico e Gravimetria da Porção Central do
Graben de Água Bonita, Sudoeste de Tocantins e Noroeste
de Goiás.**

Diogo Luiz Orphão de Carvalho

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Paulo Roberto Meneses

Profa. Dra. Mônica Giannoccaro Von Huelsen

Membro Interno

Prof. Dr. Carlos Schobbenhaus

Membro Externo

Brasília, 12 de maio de 2011.

AGRADECIMENTOS

Ao Instituto de Geociências-IG pela oportunidade e a reitoria pela bolsa de mestrado REUNI.

Aos funcionários da secretaria do IG: Dione, Rômulo, Tião, Helen e Reinaldo pela boa vontade e presteza.

Ao motorista Zilberto (Ziba), excelente profissional e grande amigo nas saídas de campo.

Ao Prof. Dr. Paulo Roberto Meneses por ter me aceito como orientando e pela ajuda aos trabalhos de campo.

Ao Prof. PhD. José Oswaldo de Araújo Filho pela confiança e orientação.

À Profa. PhD. Roberta Mary Vidotti pela idealização e coordenação do levantamento gravimétrico, pela revisão da parte escrita do trabalho e por tudo que me ensinou ao longo do mestrado.

Ao Prof. Dr. Reinhardt Adolfo Fuck pelo financiamento do levantamento gravimétrico.

Ao Prof. Dr. Marco Ianniruberto pelos ensinamentos sobre DGPS.

À Profa. Dra. Catarina Labouré e Profa. Dra. Adalene Moreira pelos ensinamentos desde a época da graduação.

À Profa. Dra. Adriana Carmelo Chatack pela revisão de partes do texto.

Ao Prof. Dr. José Eduardo Pereira Soares pelos conselhos acerca da gravimetria.

À Chris Fianco e Loiane Gomes pela valiosa ajuda com o Geosoft.

Lorena Malta pela ajuda com o espectro de potência e deconvolução de Euler.

Aos Geólogos Hugo Pólo e Fernando Rosa, CPRM-GO.

Paulo Sérgio pela inestimável ajuda ao longo do levantamento gravimétrico.

Matheus Rodrigues (Penadinho) pela ajuda com as imagens de sensoriamento remoto.

Ao colega Luiz (descarga) pela ajuda com o GM-SYS.

Leonardo Almeida, Guilherme Freitas, Altanir Junior, Davi e José Augusto (Guto) pela ajuda com o RTK.

Ao meu sogro e minha sogra, Luis Ovídio (Cuchito) e Nexcy Ramona pelo carinho e apoio com os equipamentos geológicos.

Aos meus pais, Luiz Fernando e Vera Maria, e irmãos pelo amor e incentivo irrestritos ao longo de toda a vida.

À Nexcy Carolina Carvajal de León, razão de todas as minhas escolhas no presente e todos os meus planos para o futuro.



RESUMO

O *Graben* de Água Bonita, localizado nos estados de Goiás e Tocantins, foi definido na metade da década de 60 do século XX como uma estrutura de 80 km por 7 km, com bordas paralelas e retilíneas de direção N35-40°E. Sua origem pode estar ligada a uma reativação do Lineamento Transbrasiliano, permitindo assim a deposição da Formação Água Bonita, onde predominam arenitos intercalados a siltitos. Esta Formação limita-se a oeste, por meio de extensa faixa milonítica, com paragneisses e quartzo-biotita-muscovita xisto e, a leste, com ortogneisses e anfíbolitos. A presente dissertação de mestrado tem como objetivo contribuir ao conhecimento geológico-estrutural da porção central do *Graben* de Água Bonita por meio da integração de dados aerogeofísicos, gravimétricos e geológicos.

Dados aerogeofísicos regionais do Projeto Geofísico Brasil-Canadá permitiram a extração de lineamentos e definição de domínios geofísicos, a partir de produtos de magnetometria e gamaespectrometria. Um Levantamento gravimétrico terrestre foi realizado para análise mais detalhada da estrutura em subsuperfície, obtendo-se mapas de anomalia *free-air*, *Bouguer* e modelagem 2D. Em conjunto à geofísica, mapeamento geológico em escala 1:50.000 detalhou os contatos geológicos e a estrutural na região estudada.

A interpretação semi-qualitativa dos dados geofísicos e geológicos sugere, por meio de modelo 2D, que o *Graben* de Água Bonita é assimétrico, inclina-se para oeste e que seu depocentro localiza-se a 4 km de profundidade. Este fato é confirmado pelas baixas anomalias geofísicas e pelo mergulho das seqüências sedimentares detríticas *intra-graben* que variam de 8° - 12°, para 300° - 330°.

O *Graben* de Água Bonita originou-se provavelmente em ambiente de extensão crustal e sistema regional transtensional, resultado da acomodação final dos cratons São Francisco e Amazônico, durante a tectônica final do Gondwana Ocidental. A assimetria do *Graben* pode ser atribuída à predominância do cisalhamento simples sobre o cisalhamento puro tracional.



ABSTRACT

The Água Bonita Graben, straddles the border of Goiás and Tocantins states. This structure was defined as being 80 km long by 7 km wide, in the mid-60th with parallel borders and an average trend of N35-40°E. Its origin is probably linked to a reactivation of the Transbrasilano Lineament, thus making the deposition of the Água Bonita Formation possible, which is composed predominantly of sandstones interbedded with siltstones. The Água Bonita Graben is limited to the West, by an extensive mylonitic zone of paragneiss and quartz-biotite-muscovite schist, and to the East, of orthogneiss and amphibolite. This dissertation contributes to the structural geology framework of the central portion of the Água Bonita Graben through integration of geophysical data, gravity and geological mapping.

Regional geophysical data from the Brazil-Canada Geophysical Project, allowed the extraction of lineaments and definition of geophysical fields, from products of magnetometry and gammaspectrometry. A Land gravity survey was performed for more detailed analysis. Geophysical data and geological mapping at the 1:50,000 scale, determined detailed geological contacts.

The semi-qualitative interpretation of geological and geophysical data suggests, by 2D model, that the Água Bonita Graben is asymmetrical, leaning to the west and its depocenter is located at 4 km deep. This fact is confirmed by the geophysical anomalies and the low dip of the sedimentary sequences detrital intra-graben ranging from 8° - 12°, 300° to -330°.

The Água Bonita Graben probably was originated in an environment of crustal extension and regional transtensional system, final result of accommodation of the San Francisco and Amazon cratons during the end of Western Gondwana tectonics. The asymmetry of the Graben can be attributed to the predominance of simple shear over pure shear.



	Páginas
Capítulo 1 – Introdução	
1 - Introdução	1
1.1 - Apresentação	1
1.2 - Objetivo	2
1.3 - Localização e vias de acesso à área de estudo	2
1.4 - Metodologia	4
1.5 - Aspectos Fisiográficos	4
1.5.1 - Geomorfologia	5
1.5.2 - Clima	5
1.5.3 - Vegetação	6
1.5.4 - Pedologia	6
1.5.5 - Hidrografia e Recursos Hídricos	7
Capítulo 2 - Contexto Geológico Regional	
2.1 - Introdução	9
2.2 - Província Tocantins	12
2.2.1 - Arco Magmático de Goiás	12
Complexo Rio dos Mangues – Ortognaisse do oeste de Goiás	13
Suíte Posselândia	13
2.2.2 - Faixa Araguaia	14
Formação Xambioá	14
2.2.3 - <i>Graben</i> de Água Bonita	14
Formação Água Bonita	14
Capítulo 3 - Aerogeofísica e Sensoriamento Remoto	
3.1 - Apresentação	15
3.2 - Aerogeofísica	15
3.2.1 - Projeto Geofísico Brasil – Canadá (PGBC)	15
3.2.2 - Processamento dos dados do PGBC	16
Processamento de Dados Magnetométricos (PGBC)	16
Processamento de Dados Gamaespectrométricos (PGBC)	17
3.2.3 - Interpretação dos dados do PGBC	19
Interpretação dos Dados Magnetométricos	19
Interpretação de Dados Gamaespectrométricos	21
3.3 - Sensoriamento Remoto	24
3.3.1 - Imagens do Satélite ALOS (<i>Advanced Land Observing Satellite</i>)	24
3.3.2 - Dados SRTM (<i>Shuttle Radar Topographic Mission</i>)	25



	Páginas
Capítulo 4 - Gravimetria Terrestre	
4.1 - Apresentação e Objetivo	27
4.2 - Aquisição dos Dados Gravimétricos	27
4.3 - Processamento dos dados de Localização e Altimetria (DGPS)	29
4.4 - Processamento dos Dados Gravimétricos	30
4.5 - Interpretação dos Dados Gravimétricos	30
Capítulo 5 - Geologia da Área de Estudo	
5.1 - Introdução	33
5.2 - Petrologia – Descrição Petrográfica e Interpretações Petrológicas	35
5.2.1 - Arco Magmático de Mara Rosa – Complexo Rio dos Mangues. Ortognaisses monzograníticos e hornblenditos	35
5.2.2 - Faixa Araguaia – Formação Xambioá	39
Granada-Muscovita xisto e Quartzo-Biotita-Muscovita xisto	39
Zonas de Cisalhamento - Muscovita Quartzito Milonito	43
Biotita - Muscovita Paragnaisse	49
5.2.3 - <i>Graben</i> de Água Bonita – Formação Água Bonita	52
Quartzo Arenito	52
5.3 - Geologia Estrutural	56
Capítulo 6 - Integração dos Dados	
6.1 - Aerogeofísica e Geologia	61
Domínios e Lineamentos Geofísicos	61
6.2 - Gravimetria e Geologia	63
6.3 - Espectro de Potência e Deconvolução de Euler	64
6.3.2 - Espectro de Potencia	64
Espectro de Potência – Dados Magnéticos PGBC	64
Espectro de Potência – Dados Gravimétricos	66
6.3.3 - Deconvolução de Euler	68
6.4 - Modelagem 2D dos dados Gravimétricos	71
Capítulo 7 - Discussão Final e Conclusões	
7.1 - Aerogeofísica e Gravimetria Terrestre	75
7.2 - Mapeamento Geológico	76
7.3 - Origem e Evolução Geológica do <i>Graben</i> de Água Bonita.	76

Referências Bibliográficas

Lista de Anexos

Apêndice I - Lâminas Petrográficas

Apêndice II - Estações Gravimétricas

Apêndice III – Mapa Geológico da Porção Central do *Graben* de Água Bonita



Lista de Figuras

Figura 1. 1 – Mapa de Localização e vias de acesso à Área de Estudo.....	3
Figura 1. 2 – Contraste entre a Superfície Regional de Aplainamento IVC e as Serras do Estrondo, Picos e Azul.....	5
Figura 1. 3 – Montículo de “Tapiocanga” ao lado de faixa arenosa. Região adjacente ao contato leste do Graben de Água Bonita.....	7
Figura 1. 4 - Composição RGB com as bandas 453 do Landsat 7. Principais rios e ribeirões na área de estudo.....	8
Figura 2. 1 - (a) Províncias estruturais do Brasil (b) Mapa tectônico simplificado da América do Sul mostrando os LTB em amarelo (Bizzi et al., 2003).....	10
Figura 2. 2 - Mapa geológico da Folha Goiás SD-22. Detalhe para a área de estudo em amarelo (modificado de Lacerda Filho <i>et al.</i> 2004).....	11
Figura 3. 1 - Polígono de abrangência do <i>Projeto Geofísico Brasil – Canadá (PGBC)</i>	15
Figura 3. 2 – Fluxograma esquemático do processamento dos dados Aerogeofísicos, (a) magnetometria (b) gamaespectrometria.....	18
Figura 3. 3 - (a) Produto Derivada vertical com os lineamentos magnéticos. (b) Produto ASA com domínios magnéticos.....	20
Figura 3. 4 – (a) Produto Tório com lineamentos gamaespectrométricos. (b) Imagem ternária RGB com domínios gamaespectrométricos.....	22
Figura 3. 5 – Área de estudo com domínios geofísicos gerados pela integração dos domínios Magnéticos e gamaespectrométricos.....	23
Figura 3. 6 – Interpretação dos produtos de sensoriamento remoto na área de estudo. (a) Mapa com drenagens extraídas da imagem estereoscópica do sensor PRISM (b) Mapa de Lineamentos estruturais extraídos da imagem PRISM e SRTM (c) Relevo sombreado SRTM com zonas homólogas produto da integração dos mapas (a) e (b).....	26
Figura 4. 1 – Equipamentos utilizados na aquisição dos dados gravimétricos.....	28
Figura 4. 2 - Relevo sombreado da imagem SRTM com a localização das 147 estações gravimétricas adquiridas neste trabalho (círculos amarelos) e estações gravimétricas pré-existentes (triângulos pretos). Em branco limite da Formação Água Bonita segundo a Folha Goiás ao milionésimo SD 22 (Lacerda Filho <i>et al.</i> 2004).....	29
Figura 4. 3 - Mapas de Anomalias gravimétricas das estações adquiridas neste trabalho. (a) Mapa de anomalias Free Air e pontos amostrados. (b) Mapa de anomalias Bouguer com (A) baixo gravimétrico e (B) alto gravimétrico. Em negro limite da Formação Água Bonita segundo a Folha Goiás ao milionésimo SD 22 (Lacerda Filho <i>et al.</i> 2004).....	31
Figura 4. 4 – Mapa de anomalia <i>Bouguer</i> gerado pela integração das estações pré-existentes com as adquiridas neste trabalho. Em negro limite da Formação Água Bonita segundo a Folha Goiás ao milionésimo SD 22 (Lacerda Filho <i>et al.</i> 2004).....	32
Figura 5. 1 – Mapa geológico da porção central do Graben de Água Bonita.....	34
Figura 5. 2 – (a) Vista de afloramento em estrada de terra (b) Detalhe para amostra de mão rica em hematita.....	35
Figura 5. 3 – (a) Afloramento de Ortognaisse próximo a entrada sul da vila de Marilândia, (b) bandamento máfico e félsico próximo a falha métrica, (c) cristais de quartzo e plagioclásio estirados e (d) falha de transposição.....	36
Figura 5. 4 - Amostra de ortognaisse monzogranítico. (a) Bloco de Granodiorito em pasto; (b) detalhe do afloramento; (c) amostra de mão; (d) fotomicrografia a nicóis paralelos e (e) a nicóis cruzados. (Kf = feldspato potássico, qrt = quartzo).	37



Figura 5. 5 - Amostras de anfibolitos. (a) Vista de afloramento; (b) Amostra de mão; (c) e (d) fotomicrografias mostrando textura nematoblástica, nicóis paralelos e nicóis cruzados, respectivamente. (Hbl = Hornblenda).....	38
Figura 5. 6 – (a) Afloramento de granada- muscovita xisto (b) Detalhe para os cristais de granada no plano do afloramento.....	40
Figura 5. 7 – Quartzo-Biotita-Muscovita xisto. (a) Afloramento métrico a beira da GO-164; (b) Grãos de quartzo estirados e boudinados segundo a foliação; (c) Veio de quartzo sigmoidal indicando cinemática dextral (d) Detalhe para xistosidade crenulada.....	41
Figura 5. 8 - Fotomicrografias do quartzo-biotita-muscovita xisto. Foliação arqueada, a nicóis paralelos (a) e cruzados (b). Níveis de filossilicatos intercalados a porções quartzosas, a nicóis paralelos (c) e cruzados (d). Lamelas de filossilicatos não arqueadas a nicóis paralelos (e) e cruzados (f). (msc = muscovita, bio = biotita, qtz = quartzo).....	42
Figura 5. 9 – Diagramas Metamórficos AFM. (a) Paragênese Granada – GRT, biotita-Bt, muscovita-Ms e quartzo-Qz. (b) Paragênese biotita-Bt, muscovita-Ms e quartzo-Qz(Yardley, 2004).....	43
Figura 5.10 - (a) Afloramento de protomilonito muito fino, granulometria silte/argila (b) Amostra silicificada do referido afloramento. (c) Difratograma de Raios –X do milonito 09GAB02, mostrando composição mineralógica da amostra: quartzo, ilita, muscovita, clinoclóro e biotita.....	44
Figura 5. 11 - (a) Afloramento de muscovita quartzito milonito dobrado (b) Dobra assimétrica em quartzito milonito, eixo 60°/255°; (c) milonito silicificado; (d) quartzito Milonito; (e) quartzito milonito com filmes de óxido.....	45
Figura 5. 12 - Fotomicrografias do quartzo muscovita milonito. (a) Foliação S-C' a nicóis paralelos e (b) a nicóis cruzados; (c) nicóis paralelos; (d) nicóis cruzados; (e) grãos de quartzo estirados segundo a foliação a nicóis paralelos e (f) a nicóis cruzados. (fil = filossilicatos, qtz = quartzo).....	46
Figura 5. 13 - Fotomicrografias do quartzo muscovita milonito feldspático. (a) Porfiroclásto de plagioclásio com filme de mica arqueado, a nicóis paralelos (b) e cruzados; (c) Porfiroclásto anédrico paralelo a sigmoides a nicóis paralelos (d) e cruzados; (e) Porfiroclásto de plagioclásio estirado a nicóis paralelos (f) e cruzados . (Pl = plagioclásio, msc = muscovita, bio = biotita, qtz = quartzo).....	47
Figura 5. 14 - (a) Afloramento de rocha meta-ultramáfica em estrada não pavimentada; (b) e (c) Fotomicrografias nicóis paralelos e cruzados, respectivamente.....	48
Figura 5. 15 - (a) Afloramento de biotita-muscovita paragnaisse da Formação Xambioá, rodovia GO-164. (b) detalhe para o bandamento centimétrico da rocha (c) amostra de mão (d) Fotomicrografia de foliação curvada, a nicóis cruzados. (Pl= plagioclásio, bio = biotita e qtz = quartzo).....	50
Figura 5. 16 - Fotomicrografias do biotita-muscovita paragnaisse. Lamelas de filossilicatos orientadas: (a) Nicóis paralelos e (b) cruzados. Cristal subédrico de plagioclásio em meio a grãos de quartzo em contato suturados devido à migração de borda de grão: (c) Nicóis paralelos e (d) cruzados (b). Intercalação entre níveis de biotita-muscovita e quartzo-plagioclásio: (d) Nicóis paralelos e (f) cruzados. (Pl = plagioclásio, msc = muscovita, bio = biotita, qtz = quartzo).....	51
Figura 5. 17 – Exemplo de Lavra de areia à beira da rodovia estadual TO-181.....	52
Figura 5. 18 - (a) Afloramento de quartzo arenito da Formação Água Bonita na Faz. Água Bonita Vereda Verde; (b) Detalhe do Afloramento; (c) Estratificação plano paralela milimétrica e (d) Amostra de mão mostrando acamamento plano paralelo.....	54
Figura 5. 19 - Fotomicrografias do quartzo arenito. nicóis paralelos (a), (c) e (e). Nicóis cruzados (b), (d) e (f). Detalhe para os grãos de quartzo angulosos, extinção reta e pouco fraturados. Lamelas orientadas de filossilicatos. (bio = biotita, qtz = quartzo).....	55
Figura 5. 20 – Bloco de arenito intemperizado (amostra 09GAB25). (a) Fotomicrografias a nicóis paralelos e (b) a nicóis paralelos; (c) Amostra de mão e (d) Composição da rocha plotada no diagrama de Folk 1968. (qrtz = quartzo).....	56
Figura 5. 21 – Mapa de domínios e lineamentos estruturais com respectivos estereogramas polares construídos pelas medidas de atitude de camada medidos durante a etapa de campo.....	57



Figura 5. 22 – Estruturas encontradas no domínio estrutural A. (a) Amostra de quartzo biotita muscovita xisto com indicação das estruturas, (b) estereograma polar de xistosidade (S1), (c) estereograma polar da clivagem de crenulação (S2), (d) diagrama de rosetas dos eixos de crenulação (L1).....	58
Figura 5. 23 – (a) Quartzito milonito dobrado em escala mesoscópica, (b) estereograma polar das medidas de foliação milonítica e bandamento gnaissé medidas no domínio estrutural B, (c) afloramento dobrado em estrada de terra e (d) Diagrama de rosetas com medidas de eixo das dobras.....	59
Figura 5. 24 – (a) Afloramento de arenito com detalhe para estrutura sedimentar primária, (b) estereograma polar com medidas de superfície sedimentar primária que ocorrem no domínio estrutural C.....	60
Figura 6. 1 – Integração dos domínios geofísicos e das unidades geológicas mapeadas.....	62
Figura 6. 2 – Mapa de Anomalia Bouguer com os contatos geológicos mapeados (em negro).....	63
Figura 6. 3 - Espectro de potência dos dados do campo magnético anômalo. (a) Gráfico Espectro de Potência Radial (b) Gráfico Estimativa de Profundida. (c) Mapa do campo magnético anômalo na área de estudo.....	65
Figura 6. 4 - Espectro de potência dos dados gravimétricos obtidos ao longo do perfil principal. (a) Gráfico Espectro de Potência Radial com duas retas (1 e 2) ajustadas a curva. (b) Gráfico da estimativa de profundidade com a projeção das duas retas ajustadas ao diagrama anterior. (c) Mapa com o arquivo grid do perfil principal e o limite da Formação Água Bonita determinado por mapeamento geológico.....	67
Figura 6. 5 – (a) Produto CMA; (b) Mapa de anomalias <i>Bouguer</i> ; (c) Imagem SRTM e (d) Imagem estereoscópica do satélite Alos. Os círculos coloridos são as profundidades calculadas pela deconvolução de euler. Em negro limite do <i>Graben</i> de Água Bonita em superfície.....	70
Figura 6. 6 - Mapa de anomalias bouguer gerado pela união das estações gravimétricas adquiridas (círculo negro) e pré-existentes (triângulo branco). Detalhe para as estações ao longo do perfil principal, rodovia estadual TO-181. A linha negra marca o limite da Formação Água Bonita.....	71
Figura 6. 7- Diagrama representativo da modelagem 2D. Em magenta perfil modelado (Oasis Montaj, 2009).....	72
Figura 6. 8 – (a) Dados Medidos, curva calculada e curva de erro. (b) modelo 2D de blocos bi-dimensionais representativos da geologia da porção central do <i>Graben</i> de Água Bonita. (c) modelo 2D mais detalhado com o valor de densidade (g/cm ³).....	74
Figura 7. 1 – Comparação entre o mapa geológico regional da Folha Goiás SD-22 (Lacerda Filho et al. 2004) e o mapa confeccionado no presente trabalho.....	76
Figura 7. 2 – (a) Estágio final da colisão dos Cratons São Francisco e Amazônico, modificado de Soares, 2005. (b) Abertura do <i>Graben</i> de Água Bonita e Posterior deposição da Formação homônima. Modelo 2D do <i>Graben</i> de Água Bonita.....	78

Lista de Tabelas

Tabela 6.1 – Índices estruturais utilizados na Deconvolução de Euler para dados magnéticos e gravimétricos.....	68
Tabela 6.2 – Densidade das principais rochas mapeadas neste trabalho (Fonte: Dobrin 1976 e Telford <i>et al</i> 1976)......	73



1– INTRODUÇÃO

"Embora ninguém possa voltar atrás e fazer um novo começo, qualquer um pode começar agora e fazer um novo fim." Chico Xavier

1.1– Apresentação

A partir da metade da década de 60 do século XX foi aventada a existência de uma fossa tectônica a leste da ilha do Bananal (Projeto Radambrasil, 1981). Na mesma década, Baptista & Cartner-Dyer (1966), a partir da fotointerpretação do Projeto Brasília, reconheceram, por aspectos morfológicos e texturais, uma extensa faixa que se diferenciava do contexto geral, ocorrente em porções das Folhas geológicas de Porangatu, Araguaçu e São Miguel do Araguaia. Posteriormente, em trabalho de campo, os autores sugeriram a existência do *Graben* de Água Bonita (GAB) devido à ocorrência, nesta região diferenciada, de arenitos com intercalações decimétricas de siltitos, formando bancos de alguns metros de altura com estratificação plano paralela. Essa unidade foi denominada de Formação Água Bonita (FAG) por possuir seus melhores afloramentos na área da fazenda homônima. Esse *Graben* está localizado nos estados de Tocantins e Goiás, entre o município de Araguaçu (TO), a oeste, e Novo Planalto (GO), a leste (Figura 1.1). Estende-se na direção N35°- 40°E ocupando uma área descontínua de 550 Km² (Lacerda Filho *et al.* 2004).

A Formação Água Bonita é composta por rochas sedimentares dominadas por arenito médio a grosso, e siltito grosso (Moreira *et al.* 2008). Essas rochas, de provável idade Siluriano-Devoniana (Barbosa *et al.* 1966), contrastam fortemente com rochas metamórficas localizadas na borda. A leste da FAG ocorrem biotita granito, gnaisses e anfíbolitos do Complexo Rio dos Mangues, originadas em ambiente de arco magmático. Já a oeste, ocorre quartzo-biotita-muscovita xisto da Formação Xambioá pertencente ao Supergrupo Baixo Araguaia.

O *Graben* de Água Bonita (GAB) é uma estrutura ainda pouco conhecida e de grande relevância devido ao contexto geológico em que está inserida, relacionado a uma possível reativação Siluriano-Devoniana do Lineamento Transbrasiliano (Schobbenhaus, *et al.* 1975). A caracterização dessa estrutura, que inclui a definição de seus limites estruturais, restringe-se ao mapeamento geológico regional, não existindo informação da geometria geral do GAB em subsuperfície.



1.2- Objetivo

Desta forma, a presente dissertação de mestrado tem como objetivo apresentar contribuições e avanços ao conhecimento geológico-estrutural do GAB, por meio de interpretação de produtos aerogeofísicos, aquisição e interpretação de dados gravimétricos terrestres, realizado com o gravímetro *Lacoste & Romberg G613*, e mapeamento geológico em escala 1:50.000. A integração dos recursos e ferramentas citadas procura melhor caracterizar a estrutura estudada em subsuperfície.

1.3- Localização e vias de acesso à área de estudo

A área de estudo possui formato retangular, alongado E-W, com 1.170 km². Localiza-se na porção central do *Graben* de Água Bonita sendo limitada pelas coordenadas: 12° 51'S, 13° 07'S, 49° 56'W e 49° 34'W. Está inserida nas cartas topográficas, em escala de 1:100.000, de Araguaçu (SD-22-X-A-VI) e Novo Planalto (SD-22-X-C-III). Utilizou-se a cidade de Araguaçu-TO como base para o mapeamento geológico e para a aquisição de dados gravimétricos, por ser a mais bem localizada. Esta cidade dista aproximadamente 525 km de Brasília, sendo conhecida como "A Capital do Gado Branco" devido ao grande rebanho bovino nelore de cerca de 350.000 cabeças. O município possui 5.168 km² de área e população de 8.989 habitantes, sendo que 67% residem na cidade e 33% em propriedades rurais (IBGE, 2010b).

O acesso a Araguaçu, a partir do Distrito Federal, inicia-se pela rodovia federal BR-080 até o entroncamento com a BR-153, a poucos quilômetros de Uruaçu. Nesse ponto segue-se pela BR-153 até a cidade de Porangatu. Daí percorrem-se 47 km para noroeste até Novo Planalto, pela rodovia estadual GO-244. Seguindo 12 km para norte cruza-se o limite entre os estados de Goiás e Tocantins, sul do município de Araguaçu. Após 38 km pela rodovia estadual TO-181 está a cidade de Araguaçu. Todas as rodovias citadas encontram-se em bom estado de conservação. A única exceção é o trecho entre Novo Planalto e Araguaçu que não é pavimentada. É possível também acessar Araguaçu saindo de São Miguel do Araguaia. O percurso torna-se mais longo, porém vantajoso por ser inteiramente pavimentado (Figura 1.1).

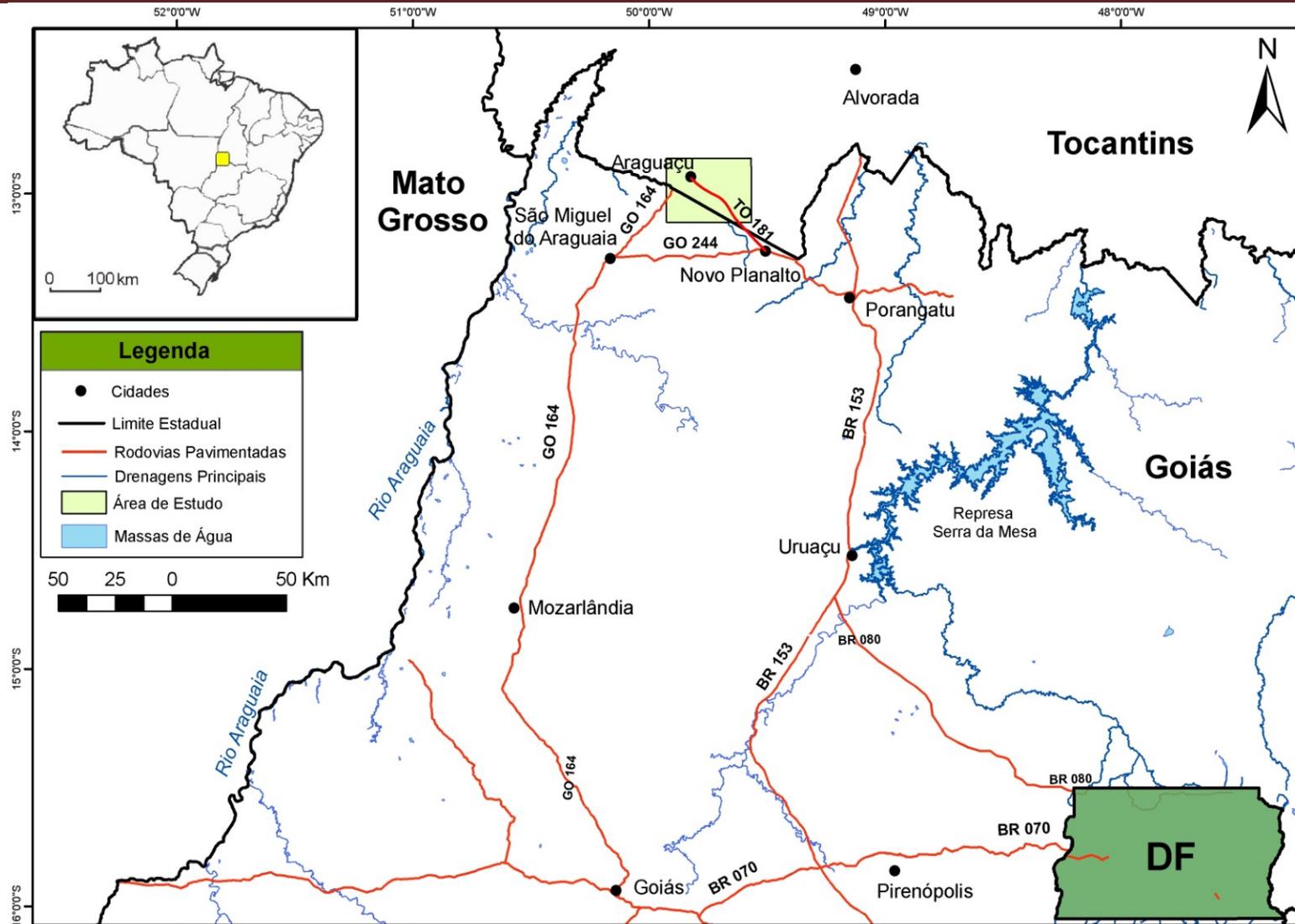


Figura 1. 1 – Mapa de Localização e vias de acesso à Área de Estudo.



1.4– Metodologia

A pesquisa teve início pela compilação bibliográfica acerca de temas relevantes à pesquisa, como geologia, cartografia e aspectos fisiográficos da região. Em seguida foi feita aquisição, processamento e interpretação dos dados de sensores remotos; Imagens do satélite japonês *Alos* e dados *SRTM*; e dos produtos aerogeofísicos de gamaespectrometria e magnetometria do PGBC (Projeto Geofísico Brasil – Canadá). A partir das imagens de sensoriamento remoto foram extraídos vias de acesso, drenagens e as direções dominantes dos lineamentos de tendência estrutural. Já os dados do PGBC possibilitaram a extração de lineamentos geofísicos e posterior delimitação de domínios.

Objetivando o melhor entendimento do *Graben* de Água Bonita em subsuperfície, realizou-se um levantamento gravimétrico terrestre com duração de 12 dias. Neste período foram obtidas 147 estações ao longo de estradas não pavimentadas que cruzam o *Graben*. Para realização das leituras gravimétricas, utilizou-se o gravímetro *Lacoste & Romberg* com auxílio de sistema DGPS e receptor RTK *Hiper Lite*⁺ da marca *Topcon*. A partir dos dados gravimétricos foi gerado o mapa de anomalias *Bouguer* e modelo 2D da porção central do *Graben* de Água Bonita. Para determinar a profundidade das anomalias gravimétricas foi calculado o espectro de potência e a deconvolução de euler.

Dados de campo obtidos por mapeamento geológico procuraram detalhar a geologia da área de estudo. Ao longo dessa etapa foram feitos perfis de caminhamento perpendiculares à estrutura mapeada, com descrição de afloramentos, medida de estruturas geológicas e coleta de amostras de rocha para posterior descrição petrográfica e micro-estrutural em laboratório. Como produto final foi obtido mapa geológico na escala de 1:50.000.

Finalmente, todos os dados obtidos nas diferentes etapas do trabalho foram integrados, interpretados e reunidos na presente dissertação.

1.5 - Aspectos Fisiográficos

Como parte da revisão bibliográfica, foram levantadas informações acerca dos aspectos fisiográficos da região, abrangendo geomorfologia; clima; flora; pedologia, hidrografia e recursos hídricos.

1.5.1 – Geomorfologia

O *Graben* de Água Bonita ocupa uma região onde predominam geoformas erosivas conformando assim um sistema denudacional de aplainamento. Esse sistema classifica-se na unidade Superfície Regional de Aplainamento IVC (SRA-IVC), de cotas entre 250 a 400 metros. Podemos correlacionar essa superfície de aplainamento com a superfície “Velhas” de provável idade terciária superior (King,1956). A característica geral dessa superfície é a formação de níveis lateríticos bem desenvolvidos sobre rochas pré-cambrianas. Essa cobertura detrito-laterítica trata-se, na realidade, de um aluvião em trânsito da superfície de erosão que sofreu uma forte lateritização na forma de uma duricrosta ferruginosa (Latrubesse,2005). Extensos areais recobrem as rochas sedimentares da Formação Água Bonita.

Fora dos limites da área de estudo, na direção leste-sudeste, três grandes serras contrastam fortemente com a Superfície Regional de Aplainamento IVC: Serra do Estrondo, Serra dos Picos e Serra Azul (Figura 1.2).



Figura 1. 2 – Contraste entre a Superfície Regional de Aplainamento IVC e as Serras do Estrondo, Picos e Azul.

1.5.2– Clima

A região estudada está sob domínio climático tropical semi-úmido, caracterizado por duas estações bem definidas; a primeira úmida (em que ocorre cerca de 90% da precipitação anual); e a segunda seca (em que a umidade relativa é baixa e a evaporação



é alta). A temperatura média anual da região situa-se em torno de 27°C. Com essas características o clima recebe a classificação de AW – Tropical de verão úmido e período de estiagem no inverno, de acordo com a classificação de Köppen (Embrapa, 1995).

1.5.3– Vegetação

A vegetação escassa do cerrado, com árvores e arbustos de galhos tortuosos, cascas grossas, folhas cobertas por pêlos e raízes profundas predomina na região estudada. Devido à principal atividade econômica na região, pecuária bovina, grande parte da vegetação original foi removida restando apenas alguns trechos de mata ciliar e de galeria.

Segundo o Zoneamento Agroecológico do estado de Tocantins (ZAET), feito pela Embrapa - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, a vegetação da porção sudoeste do estado classifica-se como Região Savana (cerrado) do tipo Campo Cerrado. É uma região com predominância de vegetação xeromorfa aberta, dominada e marcada por um estrato herbáceo (Embrapa, 1995).

1.5.4 - Pedologia

Identificam-se ao longo da área estudada dois tipos principais de solos, que estão intimamente ligados as características climáticas, geomorfológicas e geológicas da região. Os latossolos são abundantes e bem evoluídos, comumente lateritizados, ricos em argilominerais e óxi-hidróxidos de ferro e alumínio. Esses latossolos encontram-se em grande parte sobre os xistos da Formação Xambioá e sobre os granitóides do Complexo Rio dos Mangues. O segundo tipo principal de solo é um Plintossolo Pétrico, álico, podendo ser distróficos ou eutróficos, composto por expressiva plintitização (segregação e concentração localizada de ferro) em meio a fragmentos de rocha e cascalho (Embrapa, 1995). Próximo à borda do *Graben* de Água Bonita ocorrem solos lateríticos, em forma de montículos de “tapiocanga”, junto a faixas de areia quartzosa proveniente da desagregação de arenitos (Figura 1.3).



Figura 1.3 – Montículo de “Tapiocanga” ao lado de faixa arenosa. Região adjacente ao contato leste do *Graben* de Água Bonita.

1.5.5 - Hidrografia e Recursos Hídricos

A região localiza-se no sistema hidrográfico do rio Araguaia, na bacia do rio Formoso. Essa bacia ocupa 20.654 km² da região oeste do estado de Tocantins, abrangendo os municípios de Araguaçu, Sandolândia, Alvorada, Talismã e Formoso do Araguaia (Dias *et al.*, 2008).

Predominam na área de estudo drenagens de primeira, segunda e terceira ordem; retilíneas ou levemente sinuosas compondo um padrão de drenagem reticulado, que evidencia o controle estrutural pelo paralelismo e retilinidade das drenagens de primeira e segunda ordem. Os principais rios e ribeirões são: rio Água Fria, rio Tuba, ribeirão da Mata, ribeirão Pacoca, ribeirão Chato, ribeirão do Meio e rio Piaus (Figura 1.4). Dessas drenagens destaca-se o rio Piaus por percorrer 28 km dentro da área de estudo, marcando parte da borda do *Graben* de Água Bonita. Ao longo de seu leito há grande concentração de areia.

A água na região é utilizada principalmente para fins de abastecimento humano, animal e irrigação de escassas plantações, que em sua maioria são milharais para alimentação bovina. Este recurso é capitado em poços artesianos e drenagens.

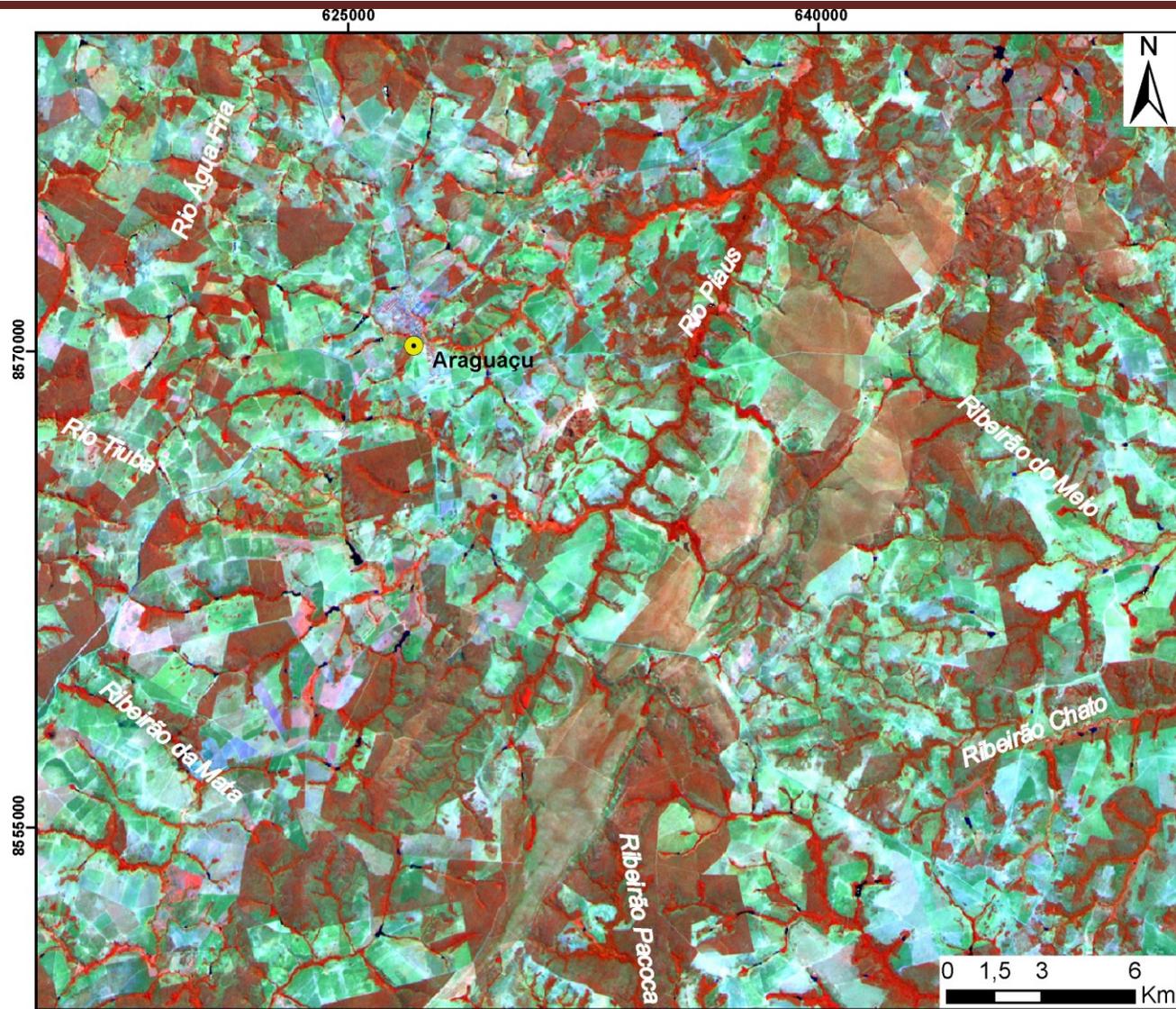


Figura 1. 4 - Composição RGB com as bandas 453 do Landsat 7. Principais rios e ribeirões na área de estudo.



2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 – Introdução

A área de estudo insere-se geologicamente na Província Tocantins (Figura 2.1a) (Almeida *et al.*, 1977), mais especificamente em uma região onde ocorre o Lineamento Transbrasiliano (LTB), definido como uma faixa cataclasada de direção NE-SW com cerca de 2700 Km de extensão, que atravessa o Brasil do Ceará ao Mato Grosso do Sul, adentrando o Paraguai e a Argentina (Figura 2.1b) (Schobbenhaus *et al.*, 1975). Na área de estudo o LTB separa a Faixa Araguaia, a oeste, e o Arco Magmático de Goiás, a leste. Barbosa *et al.* (1981), acreditam que uma reativação em falhas do LTB propiciou a deposição, no período Siluriano-Devoniano, principalmente de arenitos e siltitos, em uma fossa conhecida como *Graben* de Água Bonita, originando a Formação homônima. As rochas sedimentares mergulham em baixo ângulo para N50°W, inclinação esta provavelmente originada pelo movimento diferencial do falhamento. Encontra-se na literatura a ocorrência de outras fossas desenvolvidas ao longo dos LTB, como por exemplo, o *Graben* de Jaibaras (Costa *et al.* 1979), localizado no noroeste do Ceará. Cabe ressaltar que a porção sudoeste do Tocantins e noroeste de Goiás possui baixo conhecimento geológico, não havendo, até o presente momento, mapeamentos geológicos em escala de maior detalhe.

Segundo dados geológicos da Folha Goiás SD-22 (Lacerda Filho *et al.* 2004), a Formação Água Bonita, composta de arenitos, conglomerados e siltitos, limita-se por falhas NE-SW, retilíneas e paralelas, estando encravada entre a Faixa Araguaia, representada pela Formação Xambioá, que se compõe por xistos aluminosos, grafita xistos e paragnaisses; e o Arco Magmático de Goiás, definido como Complexo Rio dos Mangues, composto por granitos e ortognaisses. Além destes a Suíte Posselândia, de formato alongado paralela ao graben, ocorre na porção nordeste da área de estudo. Esses litotipos estão encobertos por extensa cobertura laterítica e arenosa, além dos depósitos aluvionares registrados principalmente junto aos grandes rios, como o rio Piau (Figura 2.2).

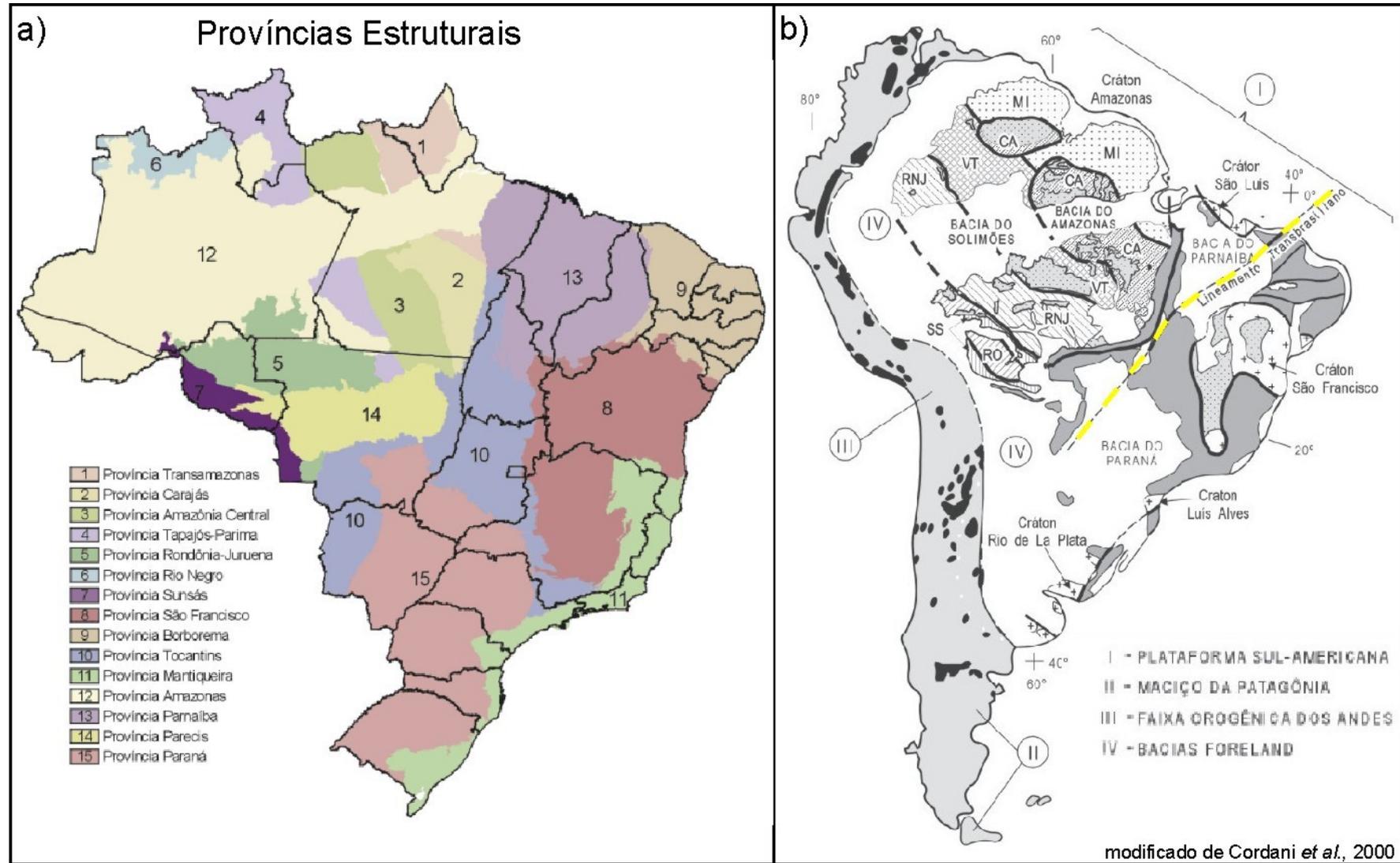


Figura 2.1 - (a) Províncias estruturais do Brasil (b) Mapa tectônico simplificado da América do Sul mostrando os LTB em amarelo (Bizzi *et al.*, 2003)

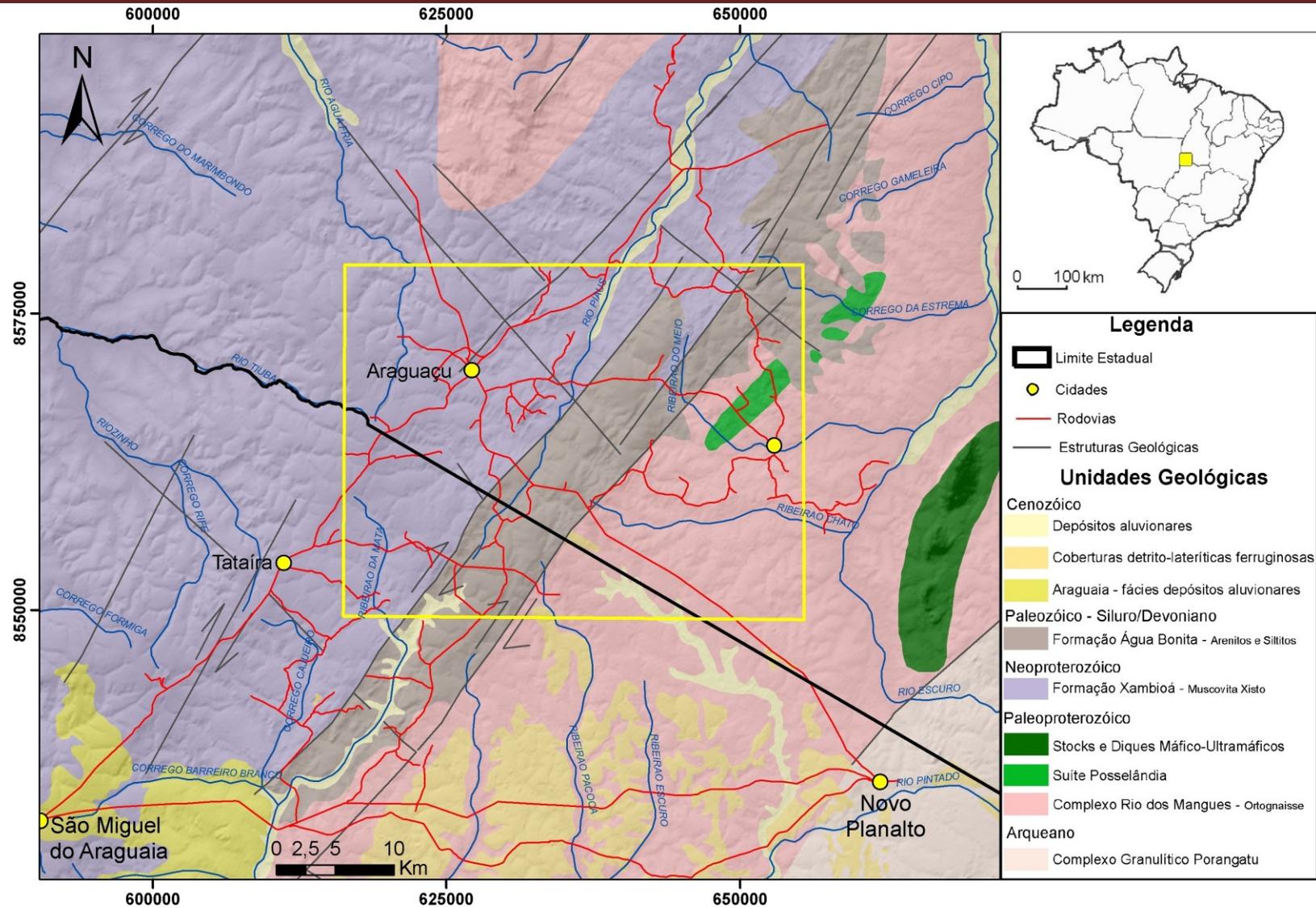


Figura 2.1 - Mapa geológico da Folha Goiás SD-22. Detalhe para a área de estudo em amarelo (modificado de Lacerda Filho *et al.* 2004).



2.2 – Província Tocantins

A configuração geotectônica da Província Estrutural Tocantins (Almeida *et al.* 1981) relaciona-se à convergência entre os crátons Amazônico, São Francisco e o bloco Paranapanema, atualmente encoberto pela Bacia intracratônica paleozóica do Paraná, durante o evento orogênico Brasileiro. Como produtos desse processo formaram-se faixas móveis na borda dos crátons: Cinturão orogênico Paraguai e Araguaia, respectivamente a sul e leste do Cráton Amazônico; e, a oeste do Cráton São Francisco - CSF, o Cinturão orogênico Brasília, também chamado de Faixa de Dobramentos Brasília – FDB (Almeida *et al.* 1981). A Faixa Araguaia-Paraguai possui vergência e polaridade estrutural-metamórfica contrária à da Faixa Brasília, sendo a primeira para oeste e a segunda para leste.

A província Tocantins foi compartimentada por Fuck *et al.* (1994), em: Zona Cratônica, Faixa Brasília, Maciço de Goiás, Arco Magmático do Oeste de Goiás e Faixa Paraguai-Araguaia. Nessa proposta definiram o Maciço de Goiás como um microcontinente envolvido na colisão Brasileira, com destaque para uma faixa de acreção crustal neoproterozóica que denominaram de Arco Magmático de Goiás (Pimentel, 1991; Pimentel & Fuck, 1992).

2.2.1 – Arco Magmático de Goiás

O Arco Magmático de Goiás estende-se desde o sul do estado de Goiás, cidade de Arenópolis, até a cidade tocantinense de Porto Nacional, ocupando a porção mais ocidental da Faixa Brasília, sendo delimitado a oeste pela Faixa Paraguai-Araguaia, a leste pelo Maciço de Goiás, ao sul pela Bacia do Paraná e, ao norte, seu limite é ainda pouco conhecido. (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 1996; 1998; 2000b). Atribui-se a sua formação à coalescência de arcos magmáticos construídos durante importante episódio de formação de crosta continental no Neoproterozóico (Valeriano *et al.* 2004). Tipicamente originado em ambiente tectônico de arco de ilha, divide-se em duas unidades: Arco Magmático de Mara Rosa, a norte, e Arco Magmático de Arenópolis, a sul. Representa o testemunho da fase pré-colisional, compondo-se principalmente por ortognaisses e seqüências vulcano-sedimentares. Seu limite oeste é marcado pelo Lineamento Transbrasiliano e a leste pela Faixa Brasília. (Fuck *et al.* 1994).



Na região norte de Goiás foram mapeadas sequências de rochas vulcanossedimentares, dispostas em faixas de direção NNE separada por gnaisses de composição tonalítica a granodiorítica (Viana *et al.*, 1995). Essas supracrustais são predominantemente metavulcânicas e se distribuem por três faixas designadas de Leste, Central e Oeste. Consistem de metabasaltos, meta-piroclásticas de composição intermediária, rochas metavulcânicas félsicas, metagrauvas finas, granada-mica xistos, metachert, formações ferríferas, quartzitos e rochas meta-ultramáficas, todas metamorfizadas em fácies xisto verde a anfibolito. Os gnaisses dioríticos a tonalíticos situados entre as faixas de supracrustais são petrograficamente homogêneos, mas com predominância de composição tonalítica. Os gnaisses possuem granulação média a grossa e localmente apresentam texturas e estruturas plutônicas reliquiares (Viana *et al.*, 1995). Os gnaisses integram os ortognaisses do oeste de Goiás, também nomeados, na região estudada, de Complexo Rio dos Mangues (Lacerda Filho *et al.* 2004).

Complexo Rio dos Mangues – Ortognaisse do oeste de Goiás

O Complexo Rio dos Mangues caracteriza-se por ortognaisses tonalíticos a granodioríticos bandados, cinza a róseos, médios a grossos, por vezes cisalhados e de textura protomilonítica a ultramilonítica (Moreira *et al.*, 2008). Migmatitos são locais. Suas características geoquímicas e isotópicas são de crosta juvenil de ambiente de arco de ilhas ou margem continental ativa. Formam, juntamente com as seqüências de rochas supracrustais e os granitóides sin a tardi-orogênicos, um segmento de crosta juvenil com ampla variação cronológica, fruto da colagem de diversos arcos neoproterozóicos.

Suíte Posselândia

Essa unidade intrusiva possui formato alongado na direção N30°E com bordas arredondadas. Compõem-se principalmente por dioritos e gabros, e de maneira subordinada, por diabásios (Lacerda Filho *et al.* 2004).



2.2.2 – Faixa Araguaia

Formação Xambioá

A Formação Xambioá ocorre na zona interna da Faixa Araguaia, integrando o Grupo Baixo Araguaia. Caracteriza-se por granada-quartzo-biotita-muscovita xisto, sericita xisto, muscovita-biotita quartzito e quartzito granadífero, intercalado-se com epidoto-quartzo-biotita xisto, sericita-clorita-talco xisto e quartzitos da fácies xisto verde a anfíbolito (Moreira *et al*, 2008). As unidades estratigráficas do Grupo Baixo Araguaia, que abarca a Formação Xambioá, foram consideradas mesoproterozóicas embora não existam dados geocronológicos (Moreira *et al*, 2008).

2.2.3 - Graben de Água Bonita

Formação Água Bonita

Segundo Moreira *et al*, 2008, a Formação tem poucas dezenas de metros de espessura e sua seção basal é um conglomerado com seixos de quartzito em matriz quartzosa, parcialmente caulínica, ao qual seguem arenitos micáceos, médios a grossos, brancos a vermelhos, imaturos, mal classificados, localmente conglomeráticos, com intercalações decimétricas de siltito cinza-claro. Essas rochas são subhorizontais, localmente basculadas por falhas. Os arenitos são extremamente friáveis, desagregando-se com muita facilidade e resultando, como produto, em extensos areais. Estas rochas mergulham 8° para N50W, inclinação essa provocada provavelmente pelo movimento diferencial do bloco abatido durante o falhamento (Barbosa *et al*. 1981).

Os sedimentos que compõem a Formação Água Bonita são tidos como do siluriano podendo chegar até o Devoniano, muito embora os estudos realizados não tenham encontrado qualquer vestígio fossilífero. Tal estimativa decorre da comparação dessa Formação com às das bacias sedimentares do Parnaíba (Grupo Serra Grande) a nordeste, do Amazonas (Grupo Trombetas), a norte e sul, e do Paraná (Formação Furnas) a sudeste. Acredita-se que a fonte dos sedimentos localiza-se próximo devido a má classificação e forte angulosidade dos grãos (Barbosa *et al*. 1981).

3 – AEROGEOFÍSICA E SENSORIAMENTO REMOTO

3.1 – Apresentação

Há mais de meio século que a utilização de produtos geofísicos e imagens de sensores remotos representa importante ferramenta auxiliar a pesquisas na área de geociências. Esses dados permitem a discriminação de feições estruturais e fisiográficas, definição de domínios com correspondentes geológicos, localização e vias de acesso a povoados. No presente trabalho produtos geofísicos e imagens de satélite tiveram grande relevância para análise e interpretação geológico-estrutural.

3.2 – Aerogeofísica

3.2.1 - Projeto Geofísico Brasil – Canadá (PGBC)

Os dados do PGBC foram obtidos no ano de 1975, fruto de um acordo entre Ministério das Minas e Energia do Brasil (MME) e a Agência Canadense para o Desenvolvimento Internacional (*Canadian International Development Agency - CIDA*) para a execução de um levantamento dos recursos minerais da região Centro-Oeste do Brasil entre as latitudes 5°S e 16°S e os meridianos 48°W e 51°W, abrangendo uma área de 780 mil km². O aerolevanteamento foi de magnetometria e gamaespectrometria com linhas de produção espaçadas em 2 km, segundo N-S verdadeiro, e linhas de controle E-W espaçadas 14 km (DNPM,1981; Blum,1999) (Figura 3.1).

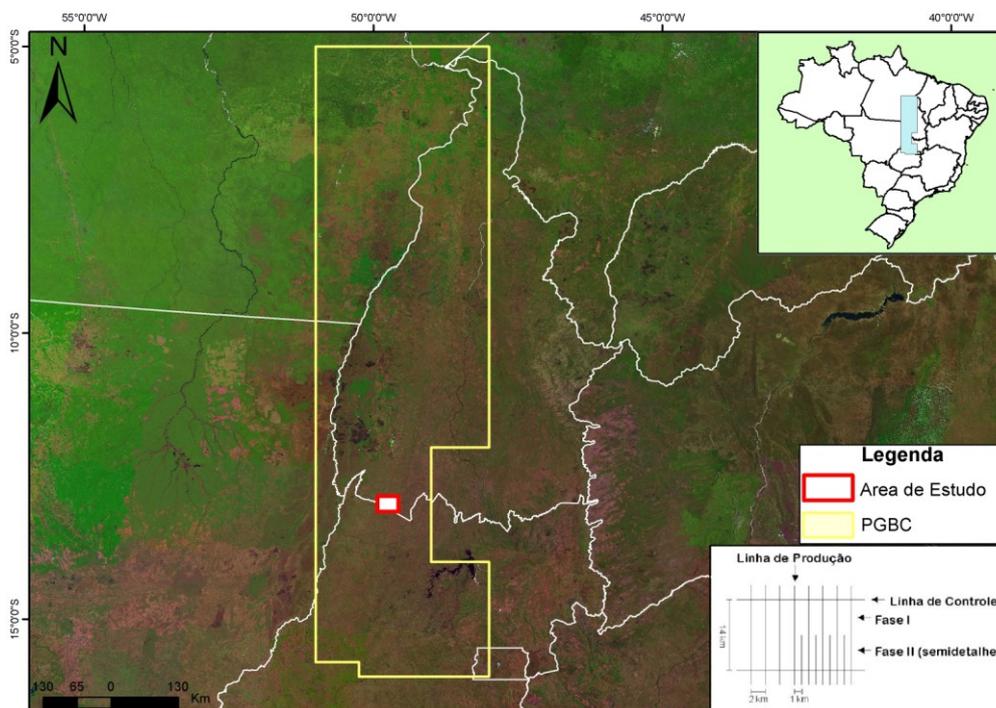


Figura 3. 1 - Polígono de abrangência do *Projeto Geofísico Brasil – Canadá (PGBC)*

A plataforma utilizada consistiu de aeronaves DC-3 que voaram a 220 km/h e à altura de 150 m, com tolerância de $\pm 10\%$ em regiões de topografia suave e de $\pm 50\%$ em áreas acidentadas. O controle da altura realizou-se mediante radar altímetro com leitura a cada segundo. A navegação foi controlada por sistema Doppler e recuperada a partir de fotografias obtidas durante o voo com câmera fotográfica de 35 mm (DNPM, 1981).

3.2.2 - Processamento dos dados do PGBC

Os dados do PGBC foram processados para a geração dos produtos de magnetometria e gamaespectrometria. Originalmente os dados dividem-se de acordo com as cartas topográficas na escala de 1:100.000. A área de estudo inclui as cartas topográficas de Araguaçu (SD-22-X-A-VI) e Novo Planalto (SD-22-X-C-III). Os dados foram processados por meio do *software Oasis Montaj*® v.7 da empresa *Geosoft*® (GEOSOFT, 1996; 2008). Em função do espaçamento e qualidade dos dados aerogeofísicos do PGBC, os produtos gerados são compatível à escala de 1:500.000, não sendo recomendada a utilizado para escalas de maior detalhe. Mesmo após o processamento rigoroso dos dados geofísicos, estes ainda apresentam ruídos e tendências segundo as linhas de aquisição. Portanto seus produtos devem ser analisados com cautela.

Processamento de Dados Magnetométricos (PGBC)

Os dados originais apresentam o Campo Magnético Anômalo (CMA), com o IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) já corrigido do Campo Magnético Total (CMT). Os dados do CMA foram interpolados usando a célula de 500 m, correspondente a $\frac{1}{4}$ do espaçamento da linha de voo, pelo método de *Bigrid*, originando a malha do Campo Magnético Anômalo (CMA). O método de interpolação *Bigrid* se mostrou mais eficiente que o da curvatura mínima, também testado neste trabalho. O método escolhido possui algoritmo eficiente na correção linha a linha dos dados, interpolando por *spline* cúbico tanto ao longo como entre as linhas de voo.

A etapa seguinte compreendeu o micronivelamento dos dados, cujo objetivo é melhorar o sinal por meio da filtragem de ruídos com direção coincidente com a das linhas de voo (N-S). A partir deste produto micronivelado foram geradas as derivadas de primeira ordem nas três direções, (DX e DY) horizontal e (DZ) vertical. Utilizando

as três derivadas calcula-se o módulo do vetor intensidade do campo magnético residual, gerando o produto da amplitude do sinal analítico (ASA). Posteriormente usando apenas as derivadas horizontais foi gerado o produto da amplitude do gradiente horizontal total (AGHT), que representa a taxa de variação lateral e realça os contatos geológicos. Por último foi gerada a inclinação do sinal analítico (ISA) que consiste no ângulo formado entre o vetor amplitude do sinal analítico e sua projeção na horizontal, sugerindo uma estimativa do mergulho da fonte magnética. A figura 3.2a mostra o fluxograma dos produtos gerados a partir do processamento dos dados magnetométricos.

Processamento de Dados Gamaespectrométricos (PGBC)

O processamento dos dados aerogamaespectrométricos teve início a partir da interpolação dos dados, pelo método de curvatura mínima, originando os arquivos matriciais para os elementos K, U e Th. Este método tem como principal característica a conversão dos dados em uma superfície suavizada o mais próximo possível dos valores originais. As imagens individuais do K, U, Th e de contagem total são largamente utilizadas para comparação da quantidade relativa entre um elemento em relação ao outro, análise de distribuição espacial de cada elemento e comparação com a geomorfologia, já que K e U possuem maior mobilidade se comparados ao Th quando submetidos a condições intempéricas e erosivas (Blum, 1999; Ferreira & Souza, 2002).

A análise preliminar dos dados indicou a necessidade de nivelamento, devido à grande quantidade de ruídos. Este nivelamento foi realizado linha por linha de aquisição, dos canais de Urânio e Tório. Após a interpolação em malha regular destes dados nivelados, foi feito o micronivelamento pela aplicação do filtro *Butterworth* (*cutoff* 2000 m e 1° ordem). Por último foram geradas composições ternárias em falsa cor RGB e CMY. A figura 3.2b mostra o fluxograma dos produtos gerados a partir dos dados gamaespectrométricos.

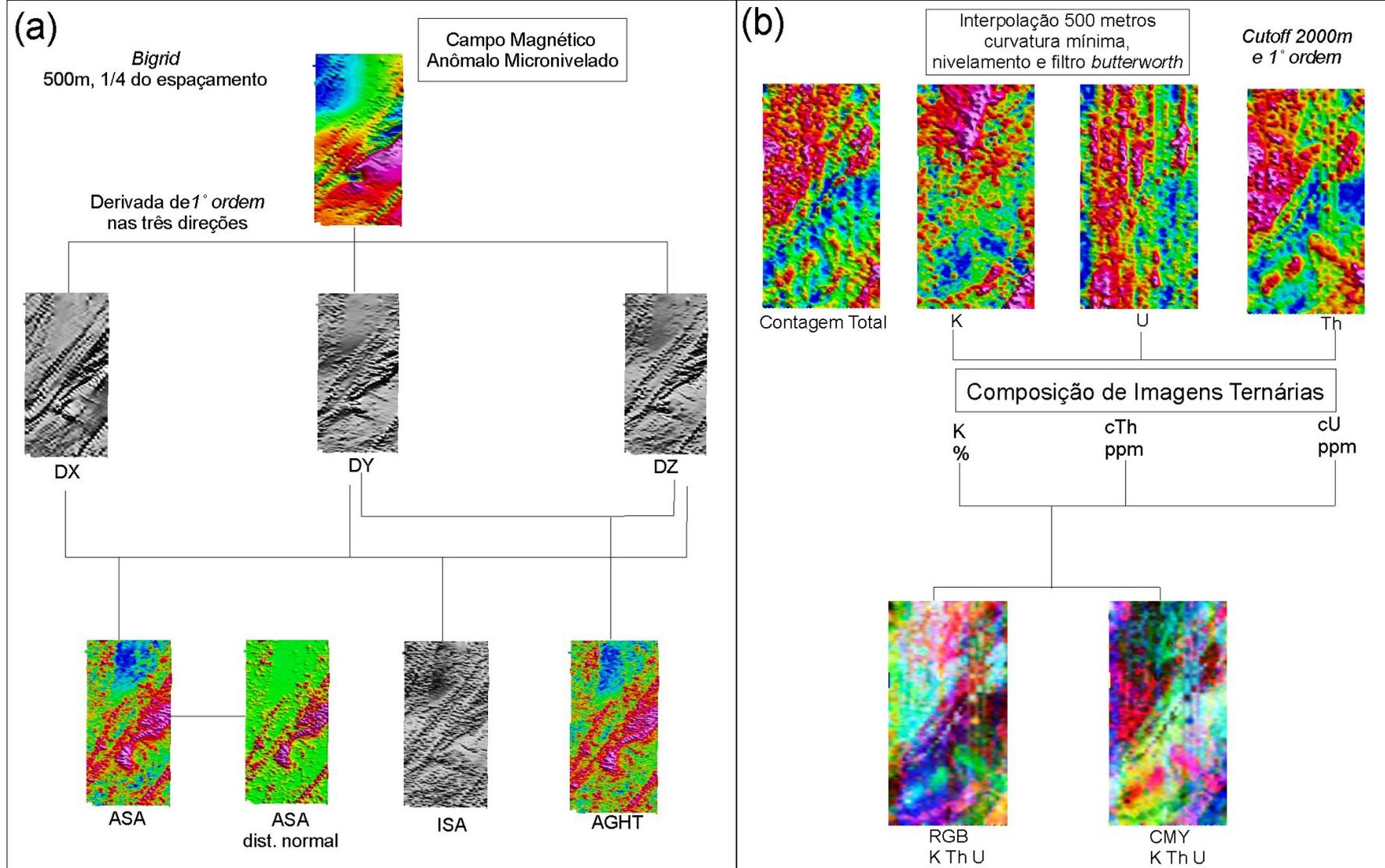


Figura 3. 2 – Fluxograma esquemático do processamento dos dados Aerogeofísicos, (a) magnetometria (b) gamaespectrometria.

3.2.3 - Interpretação dos dados do PGBC

Após a geração dos produtos geofísicos iniciou-se a etapa de interpretação qualitativa que incluiu a extração de lineamentos geofísicos e a discriminação de domínios magnetométricos e gamaespectrométricos. Os produtos utilizados foram: primeira derivada vertical - DZ, amplitude do sinal analítico – ASA e amplitude do gradiente horizontal do terreno – AGHT; referentes à interpretação magnetométria. Imagens ternárias RGB/CMY, mapas dos elementos K, U e Th; e mapa de contagem total para a interpretação gamaespectrométria (e.g Silva *et al.*2003).

Interpretação dos Dados Magnetométricos (PGBC)

Os lineamentos magnéticos (Figura 3.3a) foram traçados com base nos produtos derivados do campo magnético: DZ, ASA e AGHT. Esses lineamentos podem ser agrupados em 3 ordens segundo a orientação azimuthal e a forma: os de 1º ordem são retilíneos a sub-curvilíneos com orientação variando poucos graus em relação a E-W, os de 2º ordem retilíneos e orientação N35E, e os de 3º ordem curvilíneos com orientação NE-SW e NW-SE. Os lineamentos de 1º ordem concentram-se a oeste do GAB e variam de 13 a 7 km. Ocupam a região dominada por rochas da Formação Xambioá. Aqueles de 2º ordem variam entre 70 e 11 km e são interpretados como componentes do Lineamento Transbrasiliano que marca os limites oeste e leste do GAB. Já os de 3º ordem variam de 24 a 7 km e interceptam as rochas mais antigas da região, localizadas a leste do GAB. Este último grupo de lineamentos é truncado por aqueles de 2º ordem na borda leste do GAB, sugerindo que sua formação antecede a dos demais (Figura 3.3a). Foram também traçados seis domínios magnéticos (Figura 3.3b), denominados de M1 a M6, a partir dos mapas do CMA e ASA. Os principais parâmetros utilizados para a delimitação foram a direção dos lineamentos, o relevo e a amplitude das anomalias magnéticas. De acordo com a amplitude das anomalias os domínios são descritos: (M1) Baixa, (M2) Baixa a média, (M3) média a alta, (M4) baixa a média, (M5) alta a média e (M6) alta. Comparando estes domínios com o mapa geológico regional (Figura 2.1), acredita-se que o domínio M4, baixa amplitude magnética, represente, pelo menos em parte, as rochas sedimentares da Formação Água Bonita. Essa análise pode indicar que as rochas sedimentares se distribuem, em subsuperfície, de maneira distinta das que afloram, havendo por consequência uma inclinação do graben.

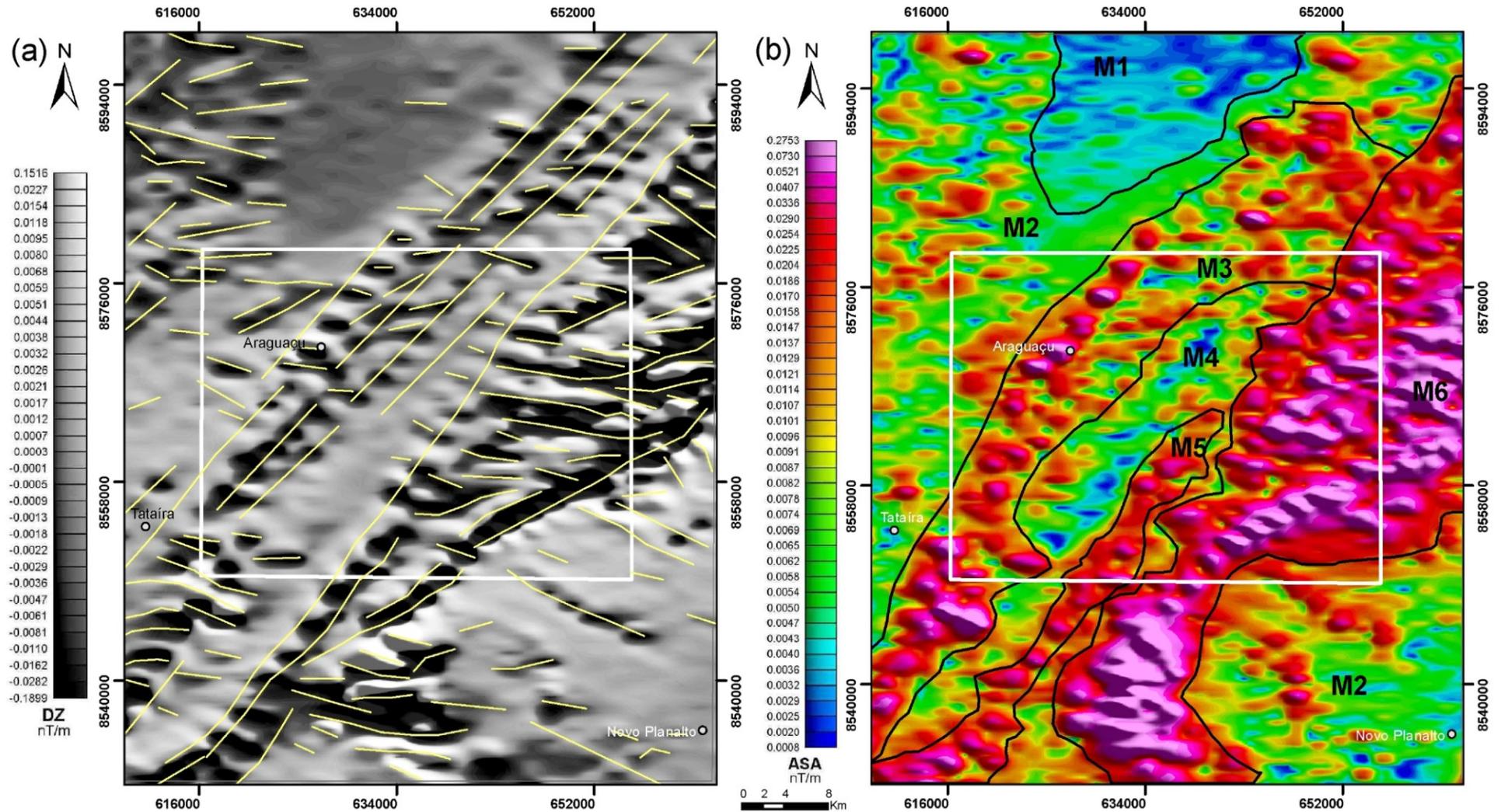


Figura 3. 3 - (a) Produto primeira derivada vertical com os lineamentos magnéticos. (b) Produto amplitude do sinal analítico com domínios magnéticos. Polígono em branco representa a área de estudo.

Interpretação de Dados Gamaespectrometria (PGBC)

Na interpretação gamaespectrométrica foram utilizados principalmente o mapa do elemento Th, para a extração de lineamentos, e as imagens ternárias RGB e CMY para a delimitação dos domínios (Figura 3.4). O mapa do elemento Th foi priorizado devido ao caráter mais imóvel deste elemento, em condições intempéricas, se comparado ao K e U (Blum, 1999). Os produtos de gamaespectrometria fornecem informações superficiais da crosta terrestre, investigando a profundidade de aproximadamente 30-50 cm. Os lineamentos gamaespectrométricos marcam levemente, por meio de traços com aproximadamente 10 km, a borda oeste do *Graben* de Água Bonita (Figura 3.4a). Desta forma os lineamentos gamaespectrométricos podem representar fraturas mapeáveis em campo. A partir dos lineamentos e das imagens ternárias, foram individualizados onze domínios gamaespectrométricos (G1 a G11), que são aproximadamente coincidentes com as unidades mapeadas (Figura 3.4b). De acordo com a intensidade de radiância dos três elementos os domínios são descritos como: (G1) alto K, baixo U, baixo Th; (G2) alto K, alto U, alto Th; (G4) alto K, alto U, alto Th; (G5) médio K, médio U, baixo Th (G6) médio K, médio U, médio Th; (G7) médio K, alto U, baixo Th; (G8) baixo K; alto U, alto Th, (G9) baixo K, baixo U, alto Th; (G10) baixo K, baixo U, médio Th; e (G11) alto K, médio U, baixo Th.

O domínio G3 foi individualizado, porém não está claro se sua resposta advém da radiação gama ou de ruído, ocasionado pela tendência das linhas de vôo, que não foi eliminado mesmo depois do nivelamento e filtragem *Butterworth* dos dados. De maneira geral, os domínios gamaespectrométricos mostram boa correlação com o mapa geológico regional (Figura 2.1), em especial o domínio G6 se comparado a Formação Água Bonita (Figura 3.4).

Os Domínios Magnéticos (M) e Gamaespectrométricos (G) foram integrados para obtenção de domínios geofísicos (MG) (Figura 3.5). Desta forma, os 9 domínios geofísicos individualizados, caracterizam-se pela combinação dos domínios anteriores: (MG1)=M2+G2; (MG2)=M3+G2; (MG3)=M3+G5; (MG4)=M4+G6; (MG5)=M5+G6 (MG6)=M6+G7; (MG7)=M6+G4; (MG8)=M6+G10; (MG9)=M6+G11.

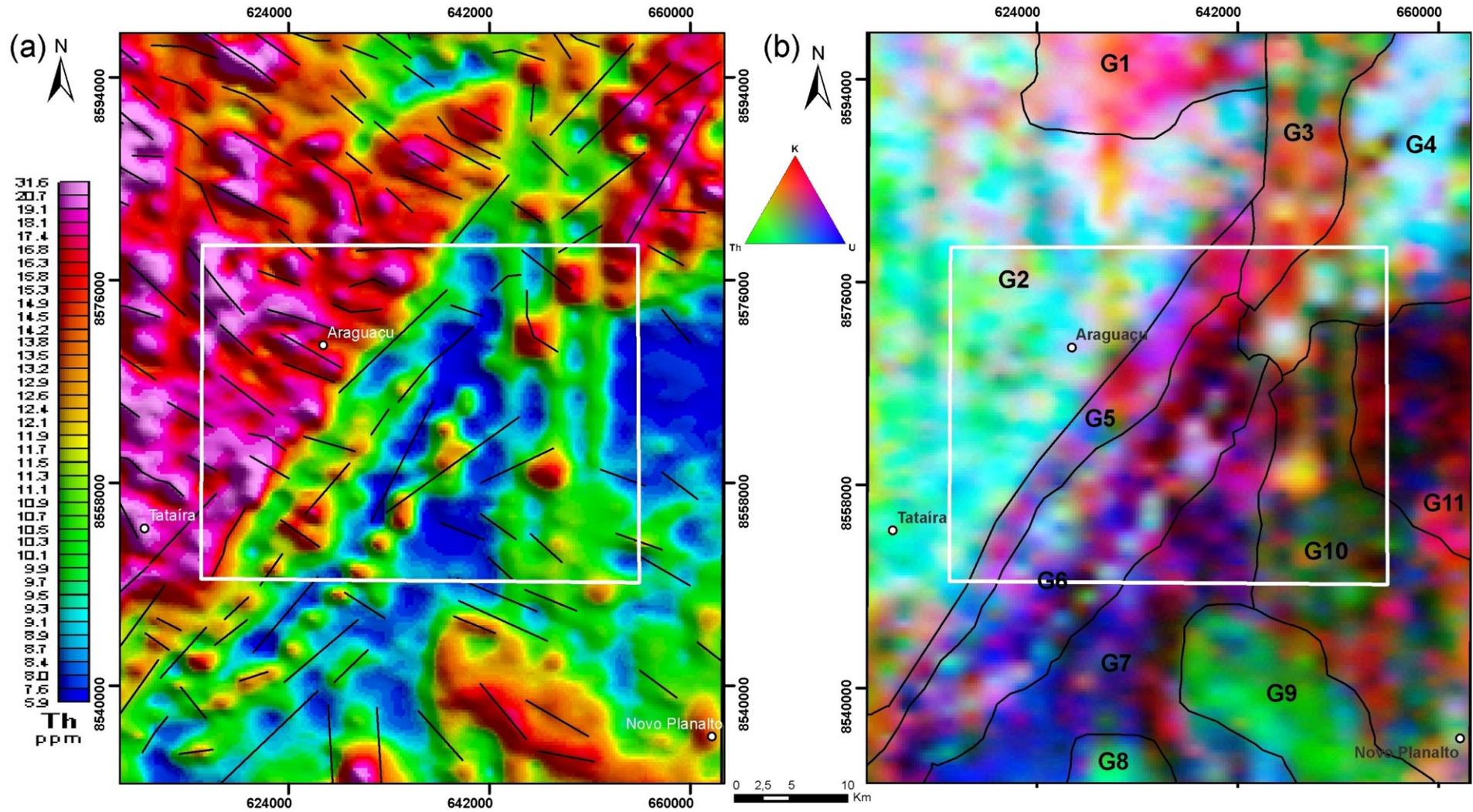


Figura 3. 4 – (a) Produto Tório com lineamentos gamaespectrométricos. (b) Imagem ternária RGB com domínios gamaespectrométricos.

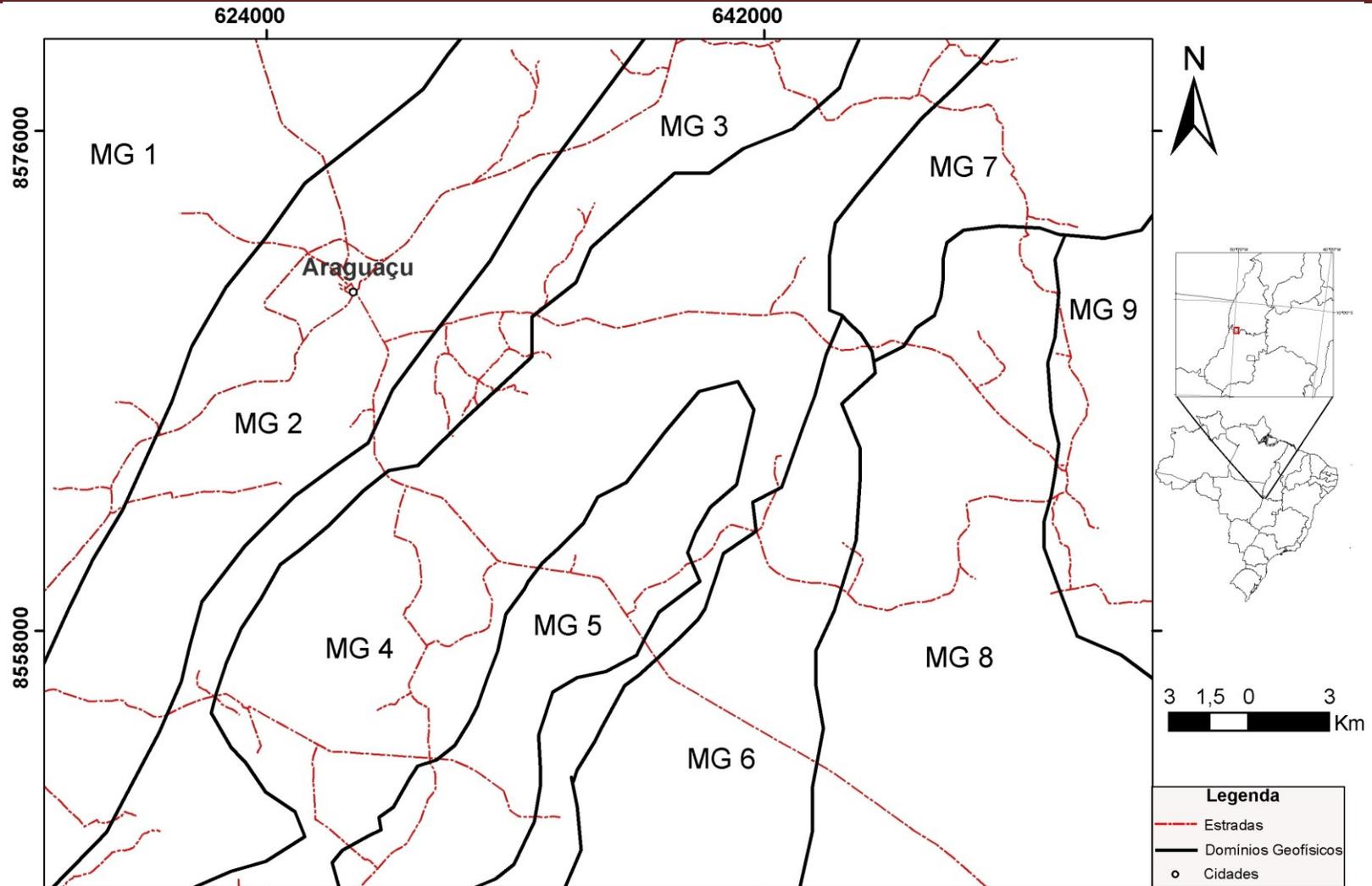


Figura 3.5 – Área de estudo com domínios geofísicos gerados pela integração dos domínios Magnéticos e gamaespectrométricos.

3.3 – Sensoriamento Remoto

Imagens do satélite ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*) e dados SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) foram utilizados com o intuito de extrair a rede de drenagem, lineamentos estruturais e estradas. Essa informação serviu para a confecção de mapas base para o trabalho de campo e auxiliaram na determinação de contatos geológicos, estruturas geológicas e feições fisiográficas. O estudo das imagens de sensoriamento remoto dividiu-se em três etapas: Foto-leitura, onde foram reconhecidas as feições da superfície terrestre, naturais ou não; foto-análise, que agrupou os elementos extraídos e, por último, a foto-interpretação que objetivou a descoberta e avaliação do significado das feições.

A partir do padrão de drenagens e dos lineamentos estruturais, foram definidas zonas homólogas que auxiliaram de maneira significativa a definição dos contatos geológicos (Figura 3.6).

3.3.1 – Imagens do Satélite ALOS (Advanced Land Observing Satellite)

O satélite ALOS foi construído pela Agência de Exploração Aeroespacial japonesa (Jaxa), sendo lançado em 24 de janeiro de 2006. É composto por três sensores remotos: *PRISM* (*Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping*), *AVNIR-2* (*Advanced Visible and Near-Infrared Radiometer – Type 2*) e *PALSAR* (*Phased Array L-band Synthetic Aperture Radar*). Em 25 de outubro de 2006, o IBGE e a *Alaska Satellite Facility* (ASF), braço operacional do nó responsável pelas Américas, assinaram um acordo de cooperação científica, estabelecendo uma parceria através da qual o IBGE tornou-se o responsável pela distribuição das imagens ALOS para os órgãos do Governo Federal, instituições de pesquisa e demais usuários não comerciais do Brasil (IBGE, 2010a). Neste trabalho foram utilizadas apenas imagens do sensor *PRISM*.

As imagens adquiridas pelo sensor *PRISM* são pancromáticas (comprimentos de ondas entre 0,52 e 0,77 micrômetros), apresentando resolução espacial de 2,5 metros e resolução radiométrica de 8 bits. O *PRISM* é composto por 3 sistemas ópticos independentes, um com visada Nadir e dois com visadas inclinadas para frente

(*Forward*) e para trás (*Backward*), tornando possível o imageamento estereoscópico na mesma órbita, ao longo da trajetória do satélite (IBGE,2010a).

No ambiente do programa computacional ENVI 4.4, obteve-se a imagem estereoscópica da área de estudo pela composição RGB das imagens *nadir* e *forward*. A imagem estereoscópica tornou a extração de feições mais cômoda e fácil, devido ao uso de óculos 3D. A rede de drenagem, extraída em escala de 1:30.000, mostra claramente uma baixa densidade ao longo de uma faixa NE-SW na porção central da área, coincidente com a área definida como *Graben* de Água Bonita. Esta característica é causada pela predominância de solo arenoso. A leste desta zona encontra-se padrão de drenagens retilíneas paralelas aos lineamentos estruturais de orientação N35E. Essa estruturação marca a borda leste da estrutura estudada (Figura 3.6a). Os lineamentos estruturais extraídos da imagem estereoscópica foram integrados aos obtidos a partir do relevo sombreado SRTM (Figura 3.6b).

3.3.2 –Dados SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*)

Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) é resultado de missão espacial conjunta realizada pela NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), NIMA (*National Imagery and Mapping Agency*), DLR (Agência Espacial Alemã) e ASI (Agência Espacial Italiana) com o objetivo de gerar modelos digitais de elevação da superfície terrestre com o auxílio do método da interferometria. Os dados SRTM utilizados neste trabalho foram obtidos junto ao INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, e referem-se ao projeto TOPODATA que teve entre outros objetivos reprocessar os dados para melhorar o realce das representações pictóricas (INPE, 2010). Este procedimento forneceu dados com resolução espacial de 30 metros.

Os dados SRTM foram manipulados por meio do programa computacional *Global Mapper v.11* para compor o relevo sombreado da área estudada. A partir deste arquivo foram extraídos os lineamentos de relevo e drenagens retilíneas de direção principal NE-SW e subordinadamente NW-SE. Por tratar-se de região arrasada, poucos lineamentos representam quebras de relevo positiva, sendo mais comuns na imagem feições lineares que possivelmente representem falhas. Destacam-se na imagem as

grandes feições lineares de orientação NE-SW que representam as falhas direcionais localizadas na borda do *Graben* de Água Bonita (Figura 3.6b).

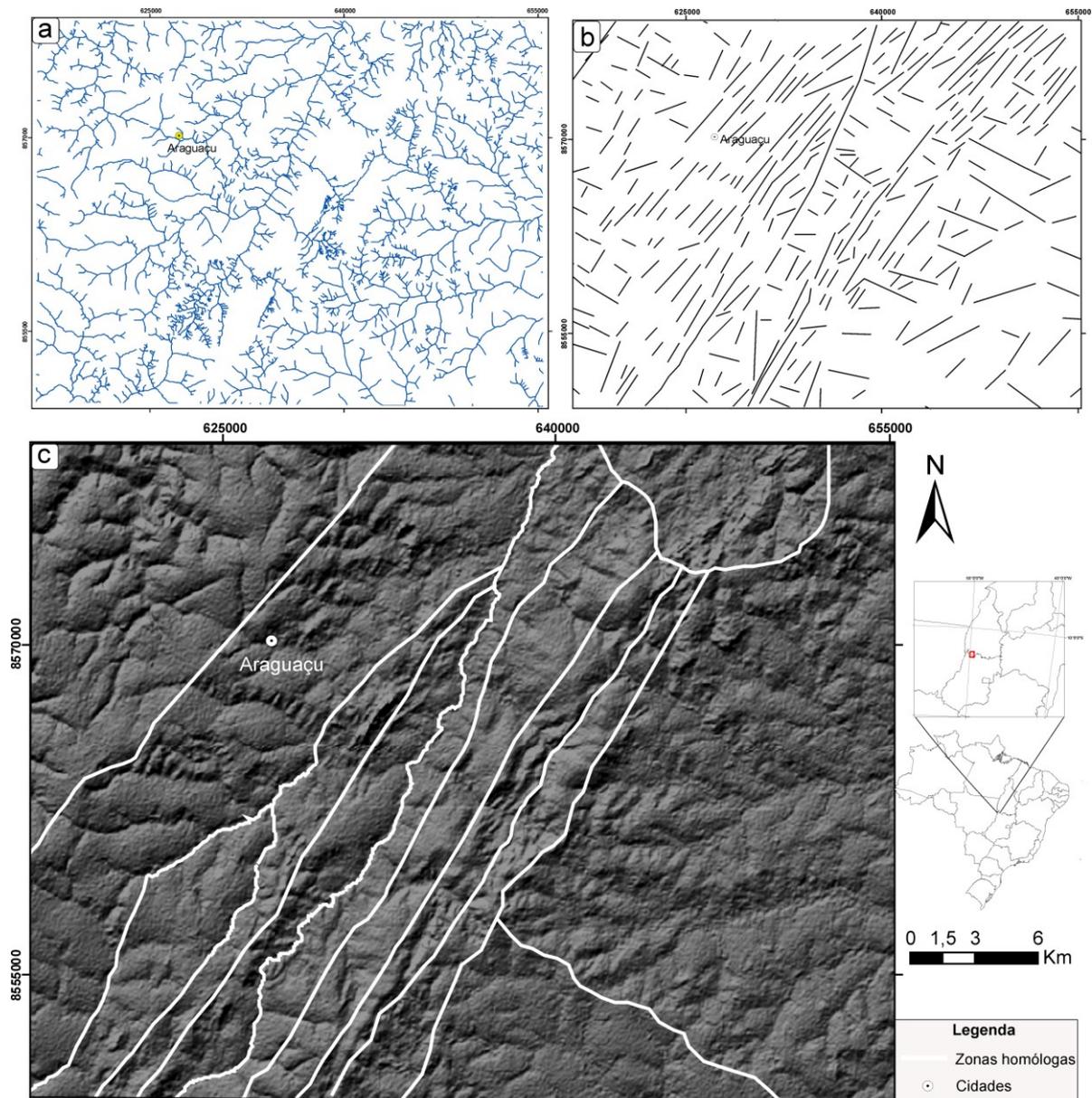


Figura 3. 6 – Interpretação dos produtos de sensoriamento remoto na área de estudo. (a) Mapa com drenagens extraídas da imagem estereoscópica do sensor PRISM (b) Mapa de Lineamentos estruturais extraídos da imagem PRISM e SRTM (c) Relevo sombreado SRTM com zonas homólogas produto da integração dos mapas (a) e (b).





4 – GRAVIMETRIA TERRESTRE

4.1 - Apresentação e Objetivo

O uso da gravimetria para fins geológicos foi iniciado nos primeiros anos do século XX na Hungria, tendo desde os primórdios uma grande aplicação no mapeamento de estruturas geológicas em subsuperfície. A aplicação da gravimetria ao estudo da subsuperfície terrestre baseia-se em que diferentes distribuições de densidade abaixo da superfície provocam distorções no campo gravitacional normal que envolve a Terra. O princípio deste método consiste em obter a atração que o material da subsuperfície exerce sobre uma massa de prova localizada no gravímetro. A atração é registrada em termos de aceleração com que a massa de prova é atraída. As distorções dos valores normais (anomalias) são então interpretadas como o resultado de variações laterais na densidade dos materiais da subsuperfície, provocadas por estruturas geológicas ou depósitos minerais (Luiz *et al*, 1995).

O levantamento gravimétrico na porção central do *Graben* de Água Bonita teve como objetivo contribuir ao conhecimento da estrutura estudada a partir da análise e interpretação das anomalias Gravimétricas. Após a geração do mapa de anomalias, foi feito um modelo 2D dos dados para o melhor entendimento da estrutura em subsuperfície.

4.2 – Aquisição dos Dados Gravimétricos

No período de 30 de julho a 12 de agosto de 2010 foi realizado o levantamento gravimétrico terrestre utilizando o gravímetro *Lacoste & Romberg* G613 (Figura 4.1). Este é um gravímetro astático com mola de aço que fornece uma precisão de 0,01 mGal (Milson, 2003). Os dados de localização e altimetria foram obtidos por sistema de posicionamento global diferencial (DGPS) e datum WGS 1984, sendo adquiridos de maneira estática com receptor RTK, modelo *Hiper Lite*⁺, da marca Topcon (Figura 4.1). A técnica de aquisição estática compreende a utilização de um receptor em uma estação de referência fixa (*base*), implantada em um local de coordenadas conhecidas, e o outro em estação móvel (*rover*). A estação base, por adquirir dados de maneira ininterrupta durante todo o dia de levantamento, permite a correção do posicionamento adquirido pela estação móvel (*rover*) mediante pós-processamento, por meio do programa computacional *Topcon Tools*.

Os equipamentos utilizados pertencem ao Laboratório de Geofísica Aplicada-LGA/IG e ao Observatório Sismológico, ambos da Universidade de Brasília - UnB.

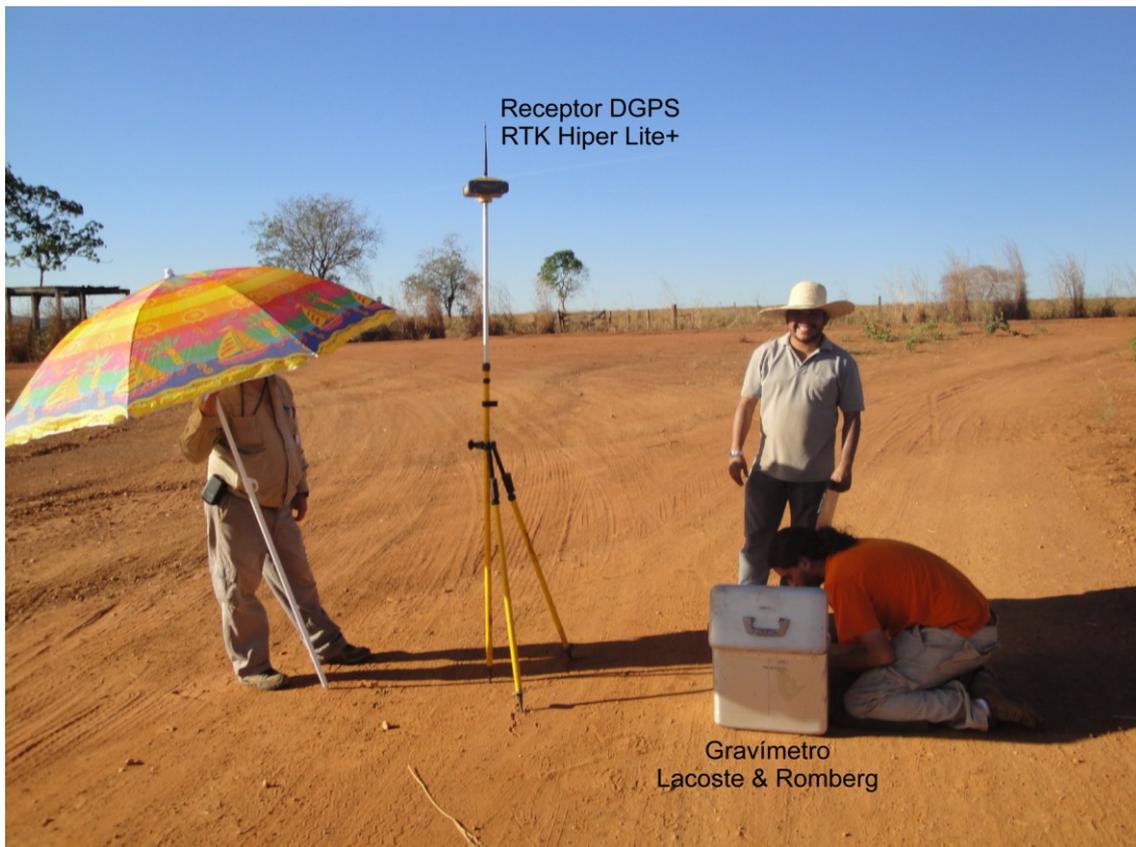


Figura 4.1 – Equipamentos utilizados na aquisição dos dados gravimétricos

O levantamento foi realizado ao longo de quatro estradas não-pavimentadas principais que cortam o *Graben* de Água Bonita, além de estradas secundárias, perfazendo um total de 147 estações (Figura 4.2 e Apêndice II). A aquisição realizou-se com medidas a cada 800 metros, aproximadamente, ao longo do perfil que recobre a rodovia estadual TO-181 (Figura 4.2), e a cada 1.500 metros, nas demais estradas. Utilizou-se como base gravimétrica de referência a estação 060379 da Rede Gravimétrica Fundamental Brasileira (Observatório Nacional) localizada no pátio do colégio estadual de Porangatu, a 65 km da área de estudo. Devido a esta distância, a base gravimétrica foi transferida para a Praça Raul de Jesus Lima no município de Araguaçu, cidade utilizada como base de apoio para o levantamento. Na área de estudo já constavam cerca de 30 estações gravimétricas obtidas nas últimas décadas pelos levantamentos gravimétricos no Brasil Central, que envolveram inúmeros projetos de pesquisa realizados pelo IBGE; IAG/USP e UnB (Soares, 2005). Estes dados pré-

existentes foram integrados aos adquiridos nesta dissertação para compor as imagens das anomalias gravimétricas.

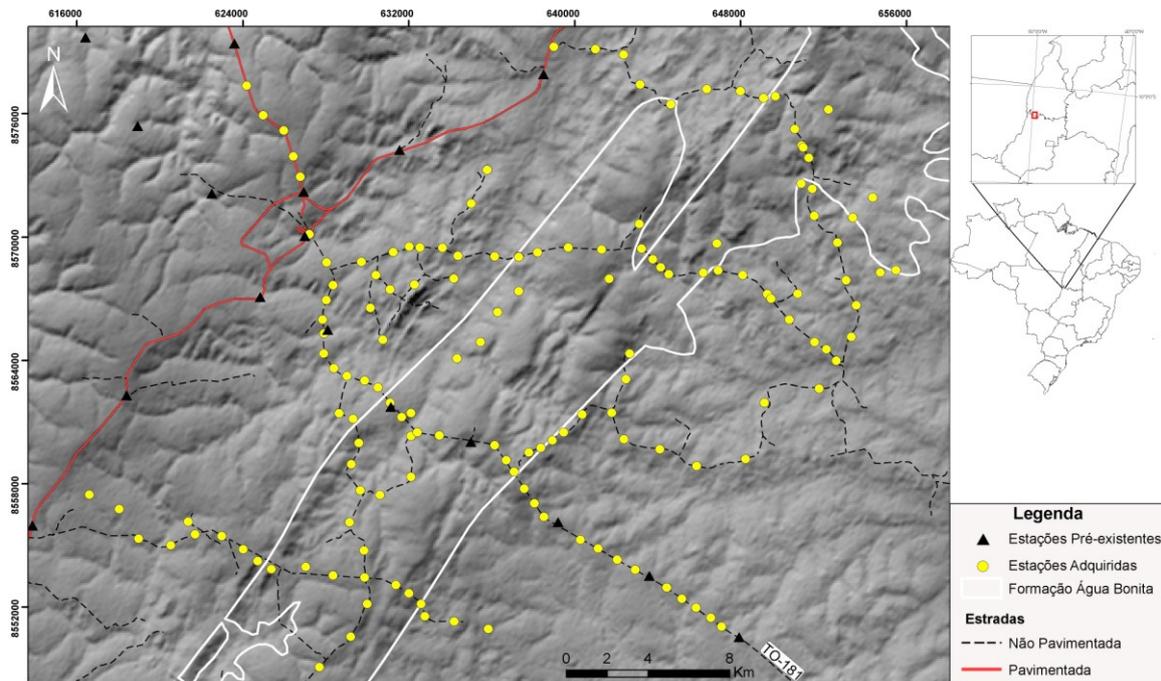


Figura 4. 2 - Relevo sombreado da imagem SRTM com a localização das 147 estações gravimétricas adquiridas neste trabalho (círculos amarelos) e estações gravimétricas pré-existent (triângulos pretos). Em branco limite da Formação Água Bonita segundo a Folha Goiás ao milionésimo SD 22 (Lacerda Filho *et al.* 2004).

4.3 – Processamento dos dados de Localização e Altimetria (DGPS)

O processamento dos dados obtidos pelo sistema DGPS, feito no programa computacional *Topcon Tools*, teve a função de fornecer a maior precisão possível tanto para localização quanto para altimetria. Este processamento relaciona as coordenadas obtidas pelo receptor móvel (*rover*) com as do receptor fixo (*base*). Após o processamento os dados apresentaram precisão horizontal de 0,009 m e vertical de 0,025 m. Apesar da alta precisão, a altimetria obtida por este sistema refere-se ao elipsóide, altitude altimétrica, sendo necessário, para o cálculo das anomalias gravimétricas, as altitudes ortométricas, medidas referenciadas ao geóide. A obtenção das altitudes ortométricas para todas as estações gravimétricas adquiridas foi feita por meio do programa computacional MAPGEO 2010, desenvolvido pelo IBGE. Utilizou-se para correção altimétrica o modelo geoidal SIRGAS por ser o mais compatível ao sistema WGS 1984, usado na obtenção das coordenadas.



4.4 – Processamento dos Dados Gravimétricos

O pré-processamento dos dados gravimétricos, realizado ao longo do levantamento, incluiu a conversão da leitura para mGal, a correção da deriva instrumental e correção de maré. O cálculo da correção de maré foi realizado por meio do programa *Tides* da *School of Geology and Geophysics*, Universidade de Oklahoma (Ahern, 1993).

O processamento dos dados gravimétricos foi executado utilizando-se a extensão *Gravity* do *software Oasis Montaj da Geosoft®*. O cálculo da gravidade teórica ou de latitude foi realizado por meio da fórmula de 1967 (Blakely, 1996) e a densidade utilizada no cálculo da anomalia *Bouguer* foi de $2,67 \text{ g/cm}^3$.

4.5 - Interpretação dos Dados Gravimétricos

Terminado o processamento dos dados gravimétricos adquiridos, mapas de anomalias *Fre-air* e *Bouguer* foram gerados (Figura 4.3). Estes mapas são semelhantes devido à baixa variação altimétrica na região (Figura 4.2). As anomalias gravimétricas sofrem um incremento de oeste para leste, sendo que os baixos gravimétricos ocupam a região centro-oeste do *Graben* de Água Bonita e os altos gravimétricos a porção a leste deste. O mapa de anomalias *Bouguer* é marcado por um baixo gravimétrico (A) com formato alongado paralelo ao limite da Formação Água Bonita, de orientação aproximada $N35^\circ E$, tendo 16 km de comprimento e 5 km de largura. Os valores das anomalias *Bouguer* nessa região estão entre -66 mGal e -71 mGal. Este baixo gravimétrico pode representar o depocentro da Formação Água Bonita. O leito do principal rio da região, rio Piaus, coincide com o baixo gravimétrico, podendo estar relacionado ao acúmulo aluvionar (Figura 4.3).

A região de alto gravimétrico (B) também possui orientação NE-SW, tendo aproximadamente 12 km de comprimento por 5 km de largura. Os valores das anomalias *Bouguer* nessa região estão entre -22 mGal e -36 mGal. A transição entre o alto e baixo gravimétrico é marcada por um gradiente de $1,82 \text{ mGal/km}$ (Figura 4.3).

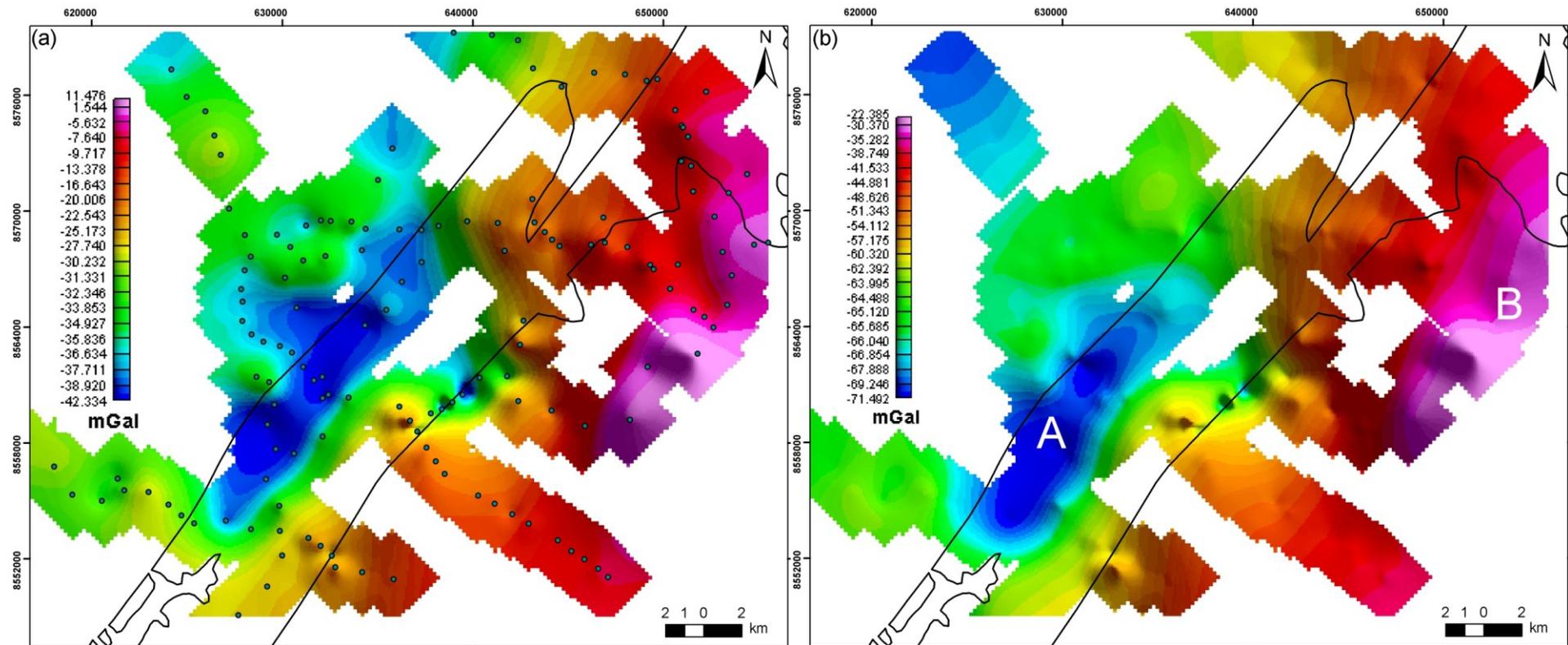


Figura 4.3 – Mapas de Anomalias gravimétricas das estações adquiridas neste trabalho. (a) Mapa de anomalias *Free Air* e pontos amostrados. (b) Mapa de anomalias *Bouguer* com (A) baixo gravimétrico e (B) alto gravimétrico. Em negro limite da Formação Água Bonita segundo a Folha Goiás ao milionésimo SD 22 (Lacerda Filho et al. 2004).

A partir da integração das estações gravimétricas pré-existentes (Soares, 2005) com as adquiridas neste trabalho, foi gerado mapa de anomalias bouguer mais completo e detalhado (Figura 4.4). Este mapa apresenta as mesmas características dos anteriores, uma região de baixo próximo ao limite da Formação Água Bonita e um alto gravimétrico onde ocorrem rochas do Complexo Rio dos Mangues.

Como já referido, os limites geológicos utilizados para comparação preliminar com os dados gravimétricos, Figuras 4.3 e 4.4, provêm da Folha Goiás SD-22, em escala 1:1.000.000 (Lacerda Filho *et al.* 2004). Após o mapeamento geológico em escala 1:50.000, com definição mais acurada dos contatos geológicos, será feita a integração da geologia aos dados geofísicos.

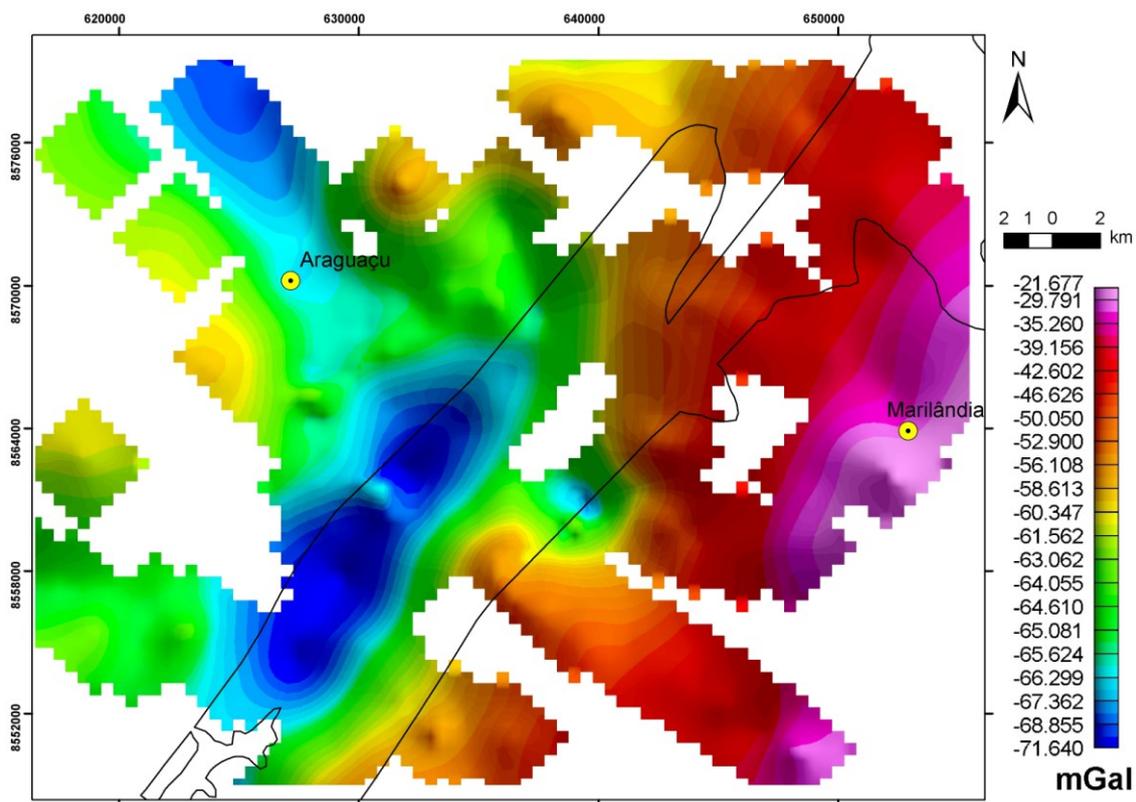


Figura 4. 4 – Mapa de anomalias *Bouguer* gerado pela integração das estações pré-existentes com as adquiridas neste trabalho. Em negro limite da Formação Água Bonita segundo a Folha Goiás ao milionésimo SD 22 (Lacerda Filho *et al.* 2004).



5 – GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

5.1 – Introdução

O presente capítulo apresenta os dados de campo e o detalhamento petrográfico dos litotipos mapeados. Também são feitas correlações entre as respostas geofísicas e de sensoriamento remoto com as unidades mapeadas. Na área de estudo há escassez de afloramentos rochosos devido ao intemperismo, que desenvolve extensas coberturas laterítica e arenosa, que freqüentemente se sobrepõem aos contatos geológicos e às superfícies de falha. Os litotipos mapeados inserem-se em três compartimentos tectônicos: Arco Magmático de Mara Rosa, composto de ortogneisses e anfíbolitos do Complexo Rio dos Mangues; Faixa Araguaia, representada por quartzo-biotita-muscovita xisto, granada-muscovita xisto e biotita-muscovita paragneisses da Formação Xambioá; e Formação Água Bonita composta principalmente por arenitos intercalados a siltitos depositados no *Graben* de Água Bonita. Rochas miloníticas foram mapeadas em zonas de cisalhamento que cortam a área estudada e marcam, principalmente, a borda oeste do *Graben* de Água Bonita (Figura 5.1). Possíveis lentes restritas de rochas máficas, próximo da borda leste do *Graben*, e ultramáficas, intercalados a quartzitos-milonito foram descritas.

Geólogos da CPRM – SUREG/GO no ano de 2010, durante trabalhos de mapeamento da folha geológica Novo Planalto, escala 1:100.000, dados ainda não publicados, verificaram a presença de microconglomerados ferruginosos associados aos arenitos da Formação Água bonita. Este litotipo não foi identificado neste trabalho.

A área de estudo foi também dividida em domínios estruturais segundo a geometria de estruturas geológicas, como lineamentos regionais e atitudes de acamamento. As estruturas geológicas foram interpretadas com o auxílio de estereogramas polares e integradas aos dados litológicos no mapa geológico da área de estudo (Figura 5.1 e Apêndice III).

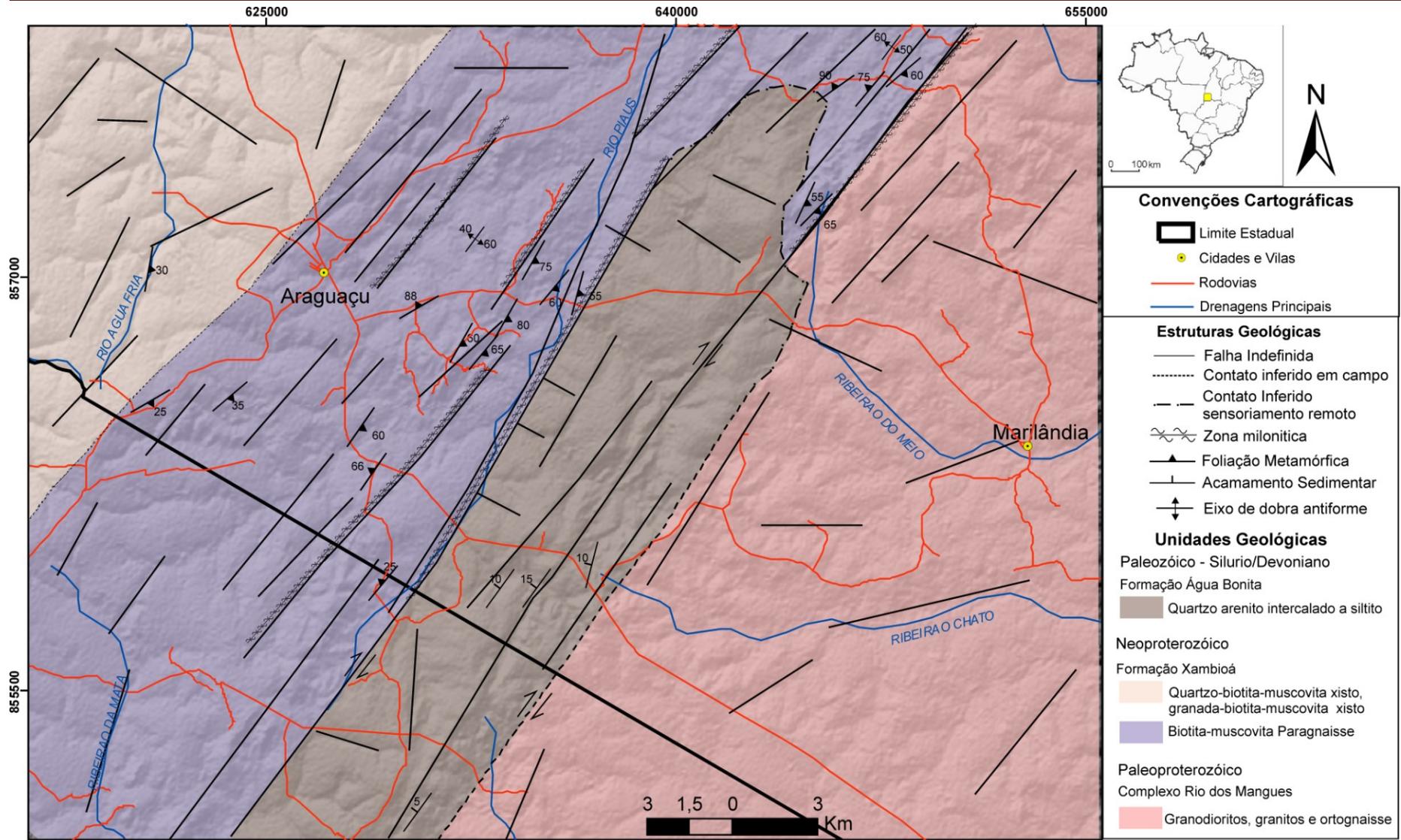


Figura 5.1 – Mapa geológico da porção central do Graben de Água Bonita (D. L. O. de Carvalho, 2011).

5.2 – Petrologia – Descrição Petrográfica e Interpretações Petrológicas

5.2.1 – Arco Magmático de Mara Rosa – Complexo Rio dos Mangues

As rochas do Complexo Rio dos Mangues ocorrem a leste do *Graben* de Água Bonita, extremo leste da área, constituindo-se por rochas metamórficas em fácies anfibolito, como ortognaisses monzograníticos e hornblenditos. Estes litotipos estão intimamente associados a coberturas lateríticas ricas em óxidos e hidróxidos de ferro, sendo que em pontos restritos ocorrem cristais de hematitas (Figura 5.2).



Figura 5. 2 – (a) Vista de afloramento em estrada de terra (b) Detalhe para amostra de mão rica em hematita.

Ortognaisse Monzogranítico a Granodiorítico, hornblendito e hornblenda granodiorito

Ortognaisses foram mapeados na porção nordeste e extremo leste da área de estudo, aflorando como lajedos decamétricos de bordas arredondadas ou na forma de blocos métricos (Figura 5.3). Este litotipo, cuja composição principal varia entre monzogranito e granodiorito, não é facilmente diferenciado nos produtos geofísicos e de sensoriamento remoto de outros litotipos do Complexo Rio dos Mangues. Observa-se em lajedado decamétrico na entrada sul da vila de Marilândia, foliação metamórfica fortemente dobrada com intercalação centimétrica de bandas félsicas e máficas. Em meio ao bandamento, cristais de quartzo e plagioclásio estão estirados, paralelos ao limite das bandas, ou rotacionados. Fraturas e falhas de transposição cortam a rocha em alto ângulo (Figura 5.3b-d).



Figura 5. 3 – (a) Afloramento de Ortognaisse próximo a entrada sul da vila de Marilândia, (b) bandamento máfico e félsico próximo a falha métrica, (c) cristais de quartzo e plagioclásio estirados e (d) falha de transposição.

Porções mesocráticas destes ortognaisses, mapeadas a norte de Marilândia, apresentam composição monzogranítica e ocorrem como blocos métricos arredondados, de granulação média e equigranular (Figura 5.4a). A mineralogia mais freqüente compõe-se por quartzo (40%), plagioclásio (28%), microclínio (22%), biotita (8%) e opacos (2%) (Figura 5.4d-e). Em escala microscópica verificam-se texturas de intercrescimento de quartzo em plagioclásio, mirmequita, e de exsolução de feldspato potássico em plagioclásio, pertita.

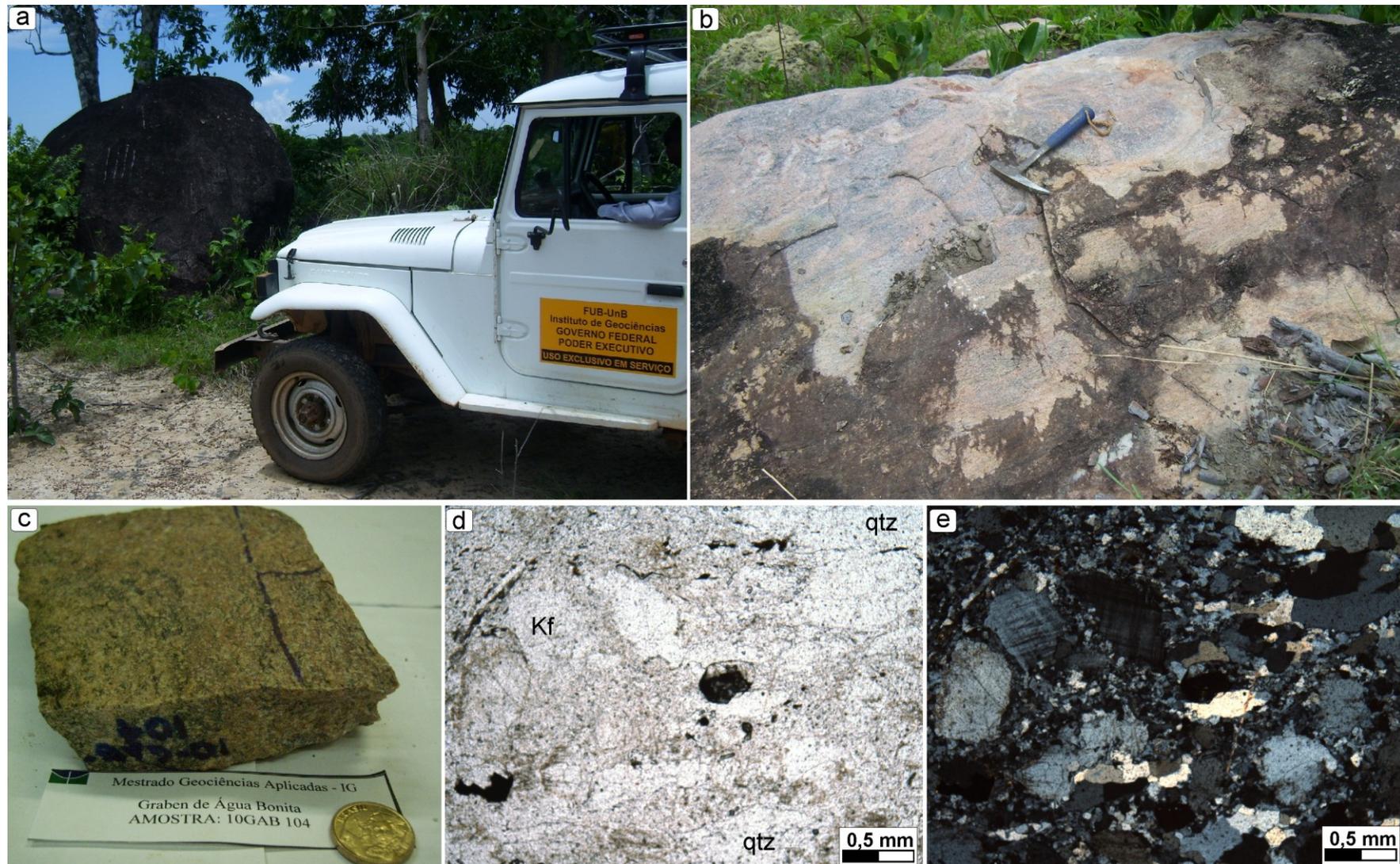


Figura 5. 4 - Amostra de ortognaisse monzogranítico. (a) Bloco de Granodiorito em pasto; (b) detalhe do afloramento; (c) amostra de mão; (d) fotomicrografia a nicóis paralelos e (e) a nicóis cruzados. (Kf = feldspato potássico, qrt = quartzo)

Próximo a borda leste do *Graben* de Água Bonita, ocorrem, de maneira localizada, blocos de hornblendito e hornblenda granodiorito, de tonalidade marrom escuro, textura fanerítica, granulação média, associados à extensa cobertura laterítica. Os blocos de hornblendito compõem-se por hornblenda (60%), plagioclásio (35%) e quartzo (5%). Predomina textura nematoblástica marcada pela orientação de prismas de hornblenda. Grãos de quartzo e cristais de plagioclásio indicam recristalização dinâmica em recuperação franca, formando cordões e orientação mineral com forte trama (Figura 5.5). Por não apresentar indicadores cinemáticos de cisalhamento simples, presumi-se que localmente predomina o cisalhamento puro.

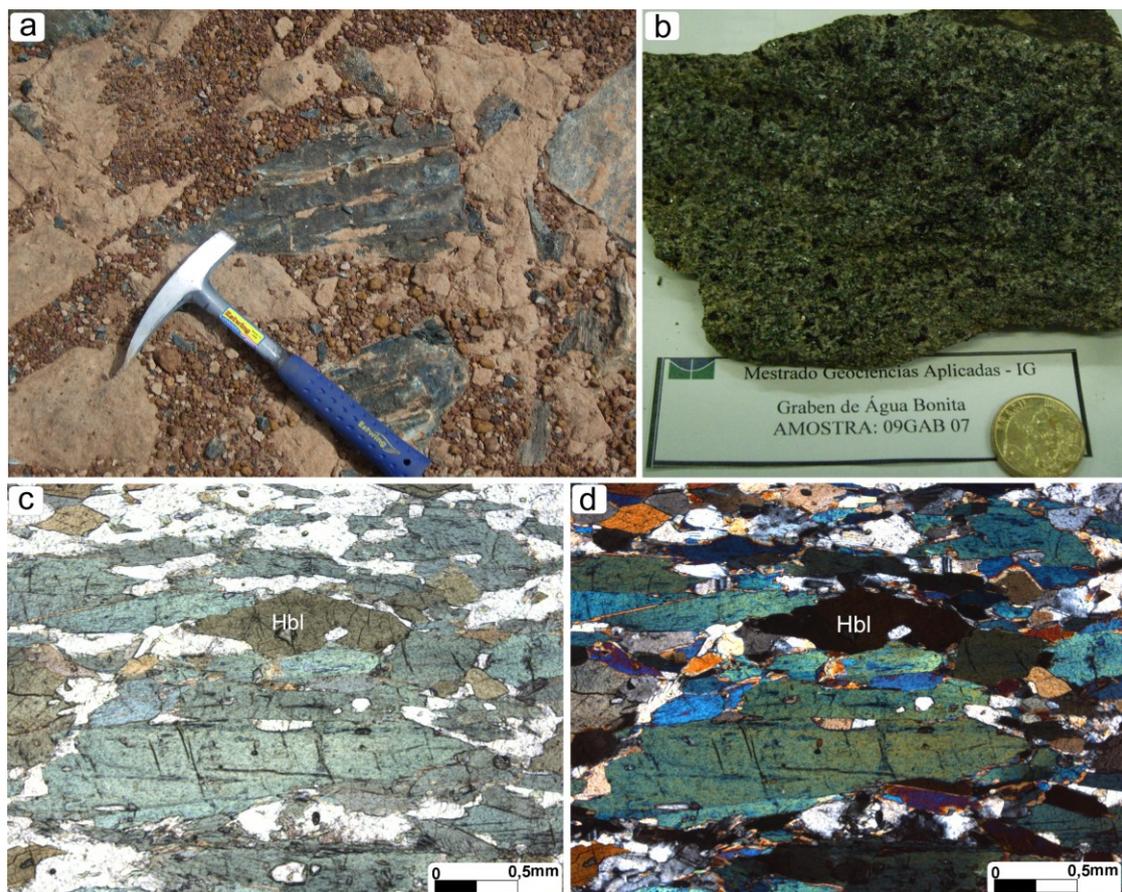


Figura 5. 5 - Amostras de hornblendito. (a) Blocos de hornblendito; (b) Amostra de mão; (c) e (d) fotomicrografias com textura nematoblástica, nicóis paralelos e nicóis cruzados, respectivamente. (Hbl = Hornblenda)

Amostras descritas de hornblenda granodiorito compõem-se por plagioclásio (30%), biotita (28%), quartzo (21%), hornblenda (15%), feldspato potássico (5%) e apatita (1%). Apresentam textura pertítica e mirmequítica localizadas e incipiente orientação dos filossilicatos. Esses litotipos ricos em hornblenda foram coletados próximo a zonas de cisalhamento de orientação aproximada N30E, dominadas por quartzitos milonitos.

5.2.2 – Faixa Araguaia – Formação Xambioá

Granada-Biotita-Muscovita xisto e Quartzo-Biotita-Muscovita xisto

No extremo oeste da área de estudo foram mapeadas rochas deformadas classificadas pela moda mineralógica como quartzo-biotita-muscovita xisto, granada-biotita-muscovita xisto e em menor proporção grafita xisto. Os afloramentos mais bem preservados localizam-se ao longo da rodovia GO-164 que liga Araguaçu a São Miguel do Araguaia. Seguindo para oeste a partir desta rodovia por estrada não pavimentada, chega-se a um pequeno morro com antena telefônica onde afloram xistos quartzosos na base. À medida que se sobe na topografia a concentração de quartzo diminui drasticamente, aflorando no topo biotita-muscovita-xisto fracamente quartzoso. A anomalia gamaespectrométrica nesta porção oeste mostra tonalidades claras, o que indica alta concentração dos três elementos K, U e Th. Já as imagens da amplitude do sinal analítico apresentam anomalias magnéticas de valor médio. Nas imagens do satélite *Alos* esta porção é facilmente discriminada pelo padrão de lineamentos estruturais, NE-SW e NW-SE, e pelas drenagens retilíneas de segunda ordem alojadas e orientadas em sua maioria segundo NW-SE. Assim mesmo não foi possível individualizar no mapa geológico as fácies descritas nesta unidade.

A fácies granada –biotita- muscovita xisto foi mapeado na escarpa de pequenos morros ou em barrancos intemperizados, compondo perfis saprolíticos, ao longo da rodovia estadual TO-181, que liga Araguaçu a Sandolândia (Figura 5.6). Em rocha fresca apresenta tonalidades cinza, granulação média e brilho vítreo característico das micas. Além de muscovita e biotita, destacam-se no plano da xistosidade cristais euédricos a subédricos de granada, em tons de vermelho. Não raro porções grafitosas ocorrem em meio a este xisto granadífero, ou os barrancos saprolítico são cortados por veios de quartzo centimétricos (Figura 5.6). A xistosidade (S1), definida pela orientação de lamelas de muscovita e biotita, tem mergulho médio de 30° para o azimute 110°(SE).

A clivagem de crenulação (S2) mostra mergulho médio de 75° para o azimute 115° (SE), com eixo de crenulação (L1) médio caindo de 8° a 10° para os azimutes 355° e 180° .

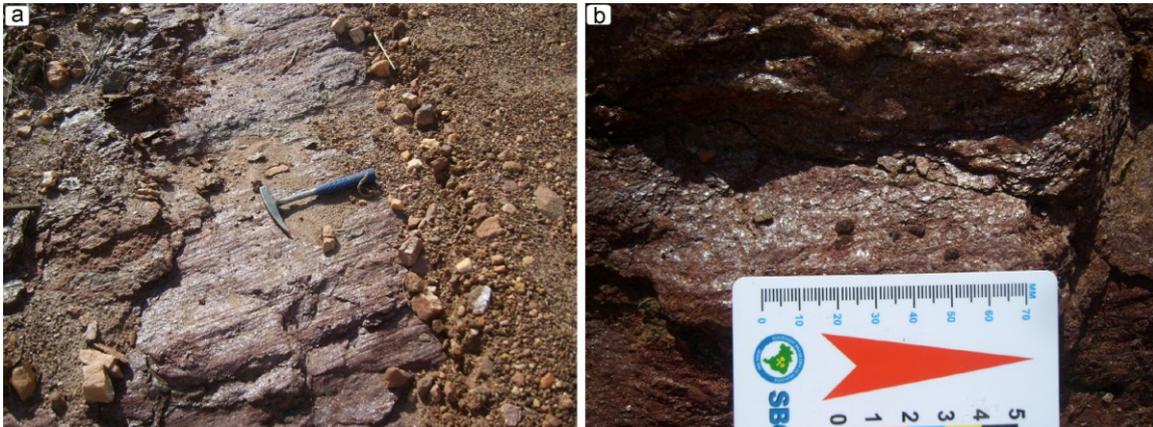


Figura 5. 6 - (a) Afloramento de granada-biotita- muscovita xisto (b) Detalhe para os cristais de granada no plano do afloramento (UTM 620803E, 8569817N).

A fácies quartzo-biotita-muscovita xisto aflora de maneira freqüente em formas dômicas com poucos metros de comprimento devido ao intenso controle mecânico da xistosidade (Figura 5.7a). Apresenta coloração esverdeada, quando fresca, brilho micáceo, granulometria média a grossa, xistosidade (S1) forte como foliação principal, crenulada por foliação posterior (S2). As duas foliações são compostas por minerais filossilicatos, principalmente muscovita e biotita. No plano da foliação principal ocorrem veios de quartzo *boudinados* (Figura 5.7b), sugerindo estrangulamento por cisalhamento puro, e em forma de sigmóides (Figura 5.7c), cisalhamento simples, com indicação de giro dextral. A foliação S1 tem mergulho médio de 35° para o azimute 110° (SE). Já a clivagem de crenulação (S2) o mergulho médio é de 75° para o azimute 115° (SE), com eixo de crenulação (L1) médio caindo 8° tanto para norte quanto para sul.



Figura 5. 7 – Quartzo-Biotita-Muscovita xisto. (a) Afloramento métrico a beira da GO-164; (b) Grãos de quartzo estirados e *boudinados* segundo a foliação; (c) Veio de quartzo sigmoidal indicando cinemática dextral (d) Detalhe para xistosidade crenulada (UTM 598871E, 8540330N).

A composição mineralógica deste litotipo é muscovita (45%), biotita (15%), quartzo (30%), plagioclásio (7%) e óxidos (3%). Em escala microscópica torna-se mais clara a foliação principal, uma xistosidade arqueada e intercalada a grãos intersticiais de quartzo estirados (Figura 5.8a-b). As lamelas de filossilicatos estão arqueadas devido à neo-formação ou recristalização das mesmas. Arcos poligonais são gerados quando se instala na xistosidade uma superfície 'S' posterior. Isto indica a presença de muscovitas de pelos menos duas gerações (m1 e m2). O mesmo se observa em grãos de quartzo da primeira geração, formas sigmoidais, e da segunda geração, cordões de quartzo (Figura 5.8a-b).

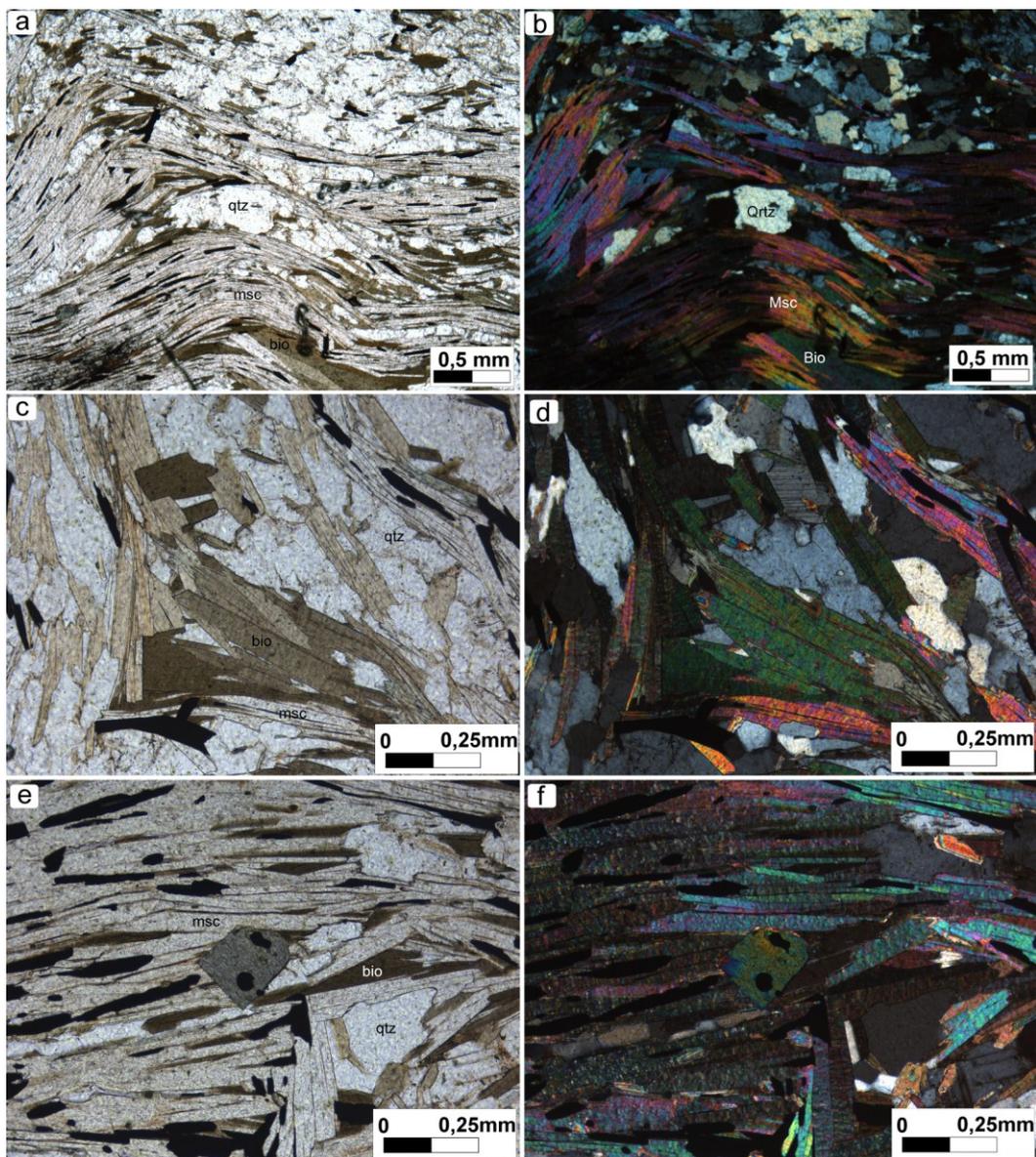


Figura 5. 8 - Fotomicrografias do quartzo-biotita-muscovita xisto. Foliação arqueada, a nicóis paralelos (a) e cruzados (b). Níveis de filossilicatos intercalados a porções quartzosas, a nicóis paralelos (c) e cruzados (d). Lamelas de filossilicatos não arqueadas a nicóis paralelos (e) e cruzados (f). (msc = muscovita, bio = biotita, qtz = quartzo)

As paragéneses metamórficas determinadas para as litofácies da Formação Xambioá, referenciadas em diagramas AFM, indicam que o grau metamórfico varia de fácies xisto verde a anfibolito baixo (Figura 5.9).

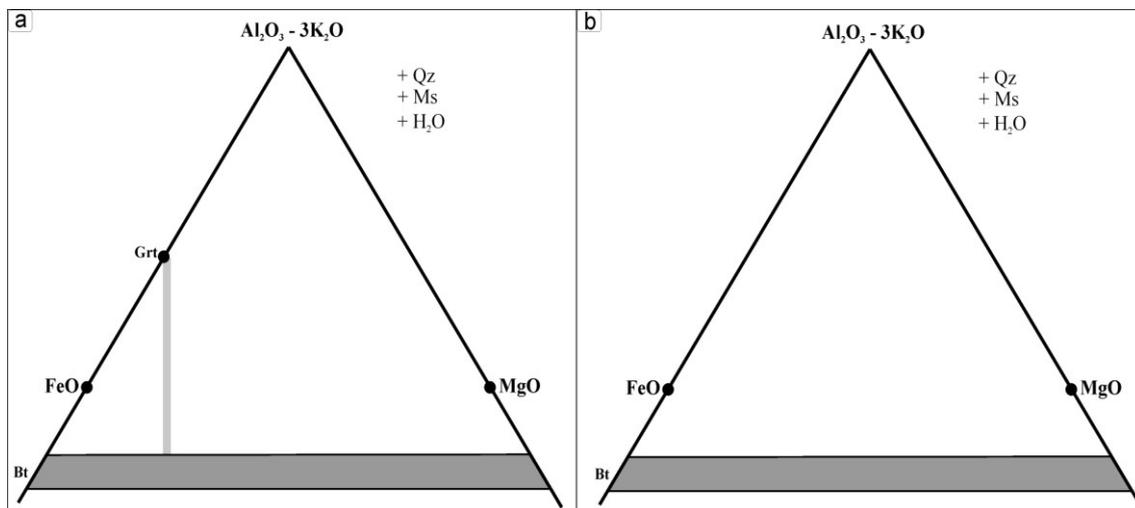


Figura 5. 9 – Diagramas Metamórficos AFM. (a) Paragéneses Granada – GRT, biotita-Bt, muscovita-Ms e quartzo-Qz. (b) Paragéneses biotita-Bt, muscovita-Ms e quartzo-Qz (Yardley, 2004).

Zonas de Cisalhamento - Muscovita Quartzito Milonito

Muscovita quartzito milonito afloram ao longo de zonas de cisalhamento quilométricas de direção principal NE-SW distribuídas pela área estudada. Essas falhas, provavelmente originadas pela reativação de falhas Brasileira, delimitam grande extensão da borda do *Graben* de Água Bonita. Nos produtos geofísicos e imagens de satélite verifica-se que a região próxima ao limite do *Graben* é caracterizada por lineamentos estruturais e geofísicos de direção aproximada N30°E. Em campo constatou-se que a maioria dessas estruturas originou milonitos.

Estes milonitos afloram no alto de morros e ao longo de estradas não pavimentadas; tendo coloração clara, granulometria média a fina, por vezes fortemente silicificada, foliação centimétrica que mergulha entre 65° e 80° tanto para 300°(NW) quanto para 130°(SE). Encontra-se largamente dobrado de maneira assimétrica com eixos que caem 60° para 255°(SW) (Figura 5.11b). Estas rochas apresentam feições indicativas de deformação dinâmica, como formação de cordões de quartzo e recristalização de filossilicatos. Utilizando-se essas evidências e a classificação de rochas de falha de Sibson (1977) essas rochas são classificadas como protomilonito a milonito. Quanto à composição mineralógica essas rochas variam de muscovita-

quartzito a muscovita quartzito feldspático, não sendo possível discriminá-los por zonas. A mineralogia da porção síltico-argilosa foi determinada apenas por difratometria de raios-X, constando quartzo, illita, muscovita, clinocloro e biotita (Figura 5.10).

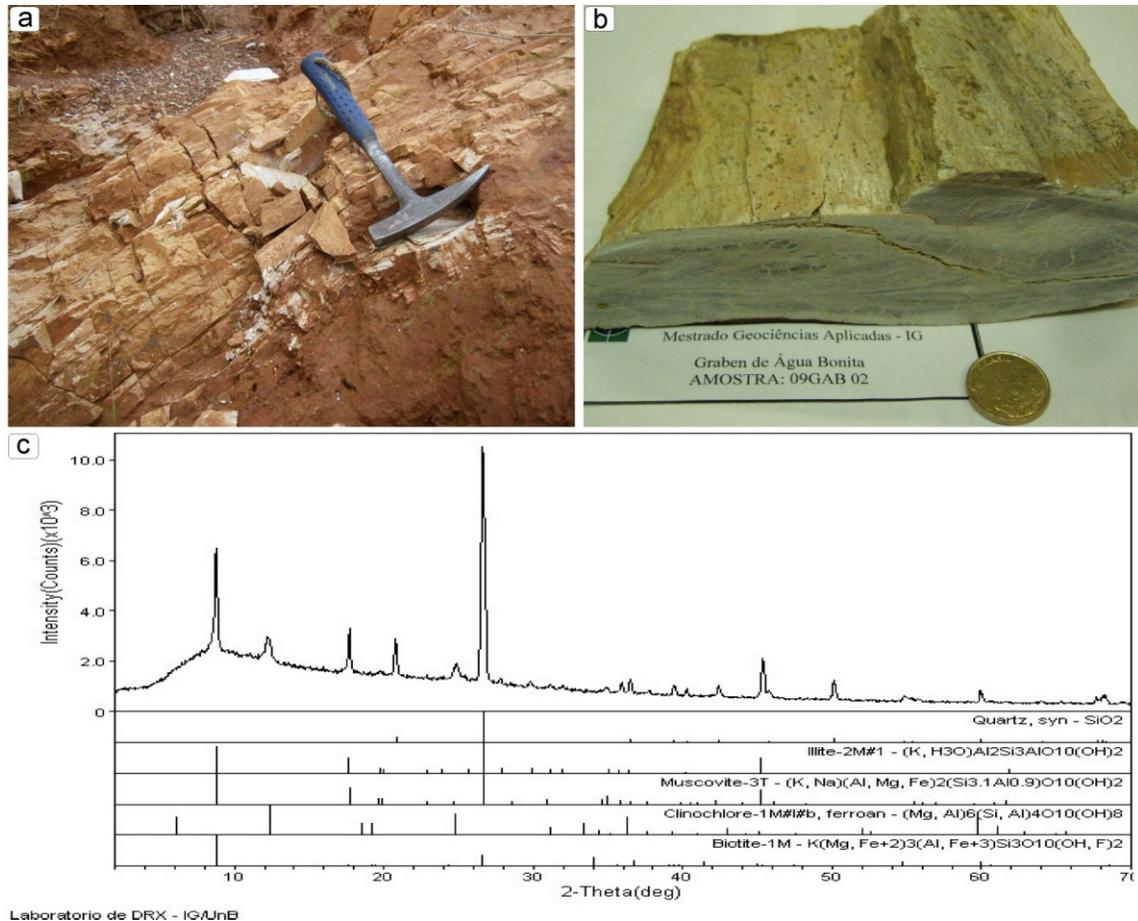


Figura 5. 10 - (a) Afloramento de protomilonito muito fino, granulometria silte/argila (b) Amostra silicificada do referido afloramento. (c) Difratograma de Raios -X do milonito 09GAB02, mostrando composição mineralógica da amostra: quartzo, illita, muscovita, clinocloro e biotita.

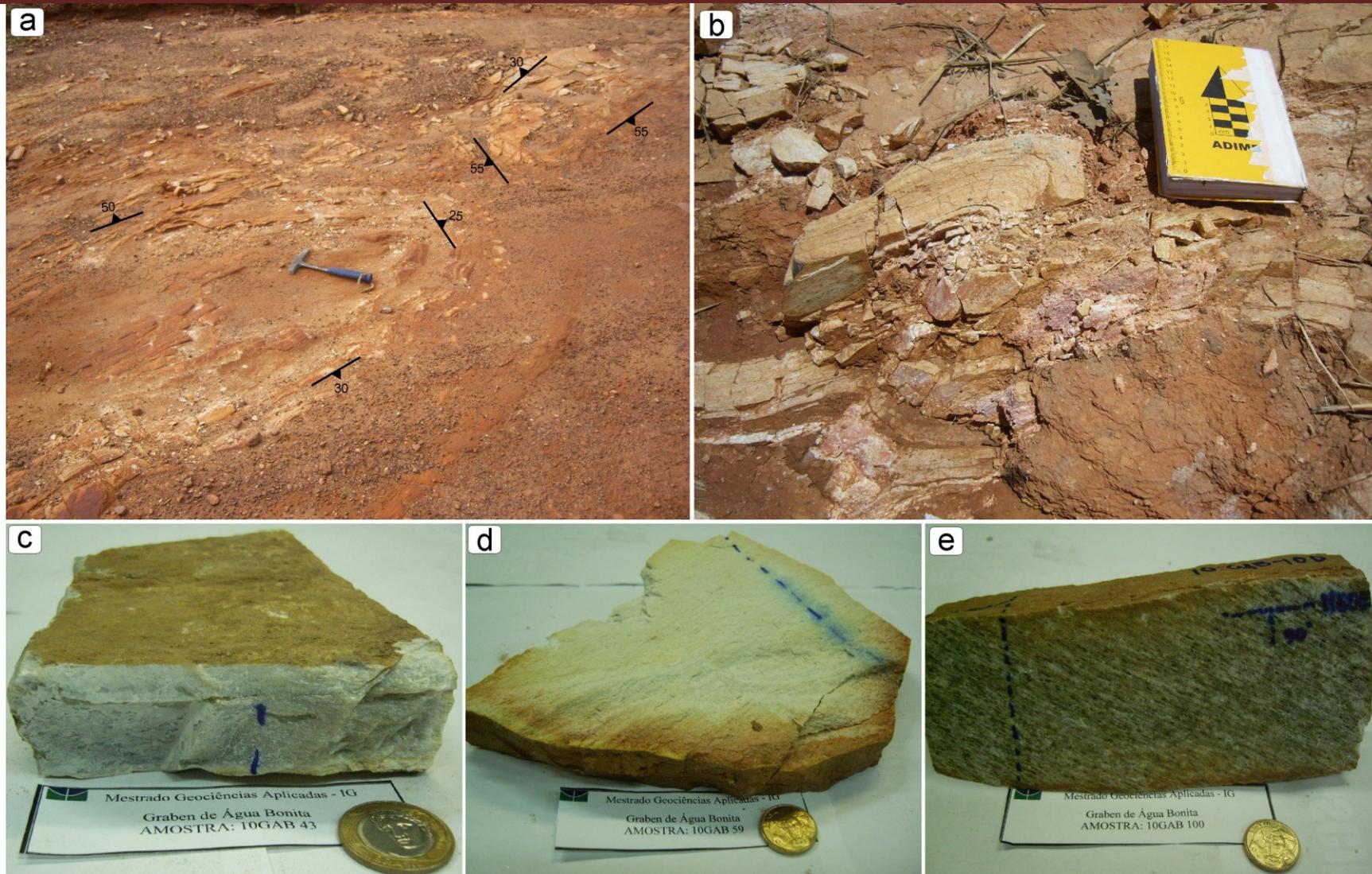


Figura 5.11 - (a) Afloramento de muscovita quartzito milonito dobrado (b) Dobra assimétrica em quartzito milonito, eixo $60^{\circ}/255^{\circ}$; (c) milonito silicificado; (d) quartzito Milonito; (e) quartzito milonito com filmes de óxido

A mineralogia destes muscovita-quartzito milonito compõe-se por 52% de quartzo e 48% de filossilicatos, sendo a muscovita o mineral mais abundante. Identificam-se três foliações, SC-C', anastomosadas que configuram indicadores cinemáticos como “peixes de mica” (Figura 5.12a-b).

Estes pares de foliação SC são gerados pela progressão da deformação com o aparecimento de uma nova foliação C' que trunca a foliação S. Os Indicadores cinemáticos com foliações SC e SCC' locais evidenciam os sigmóides característicos de seus anastomosamentos, mostrando cinemática destal.

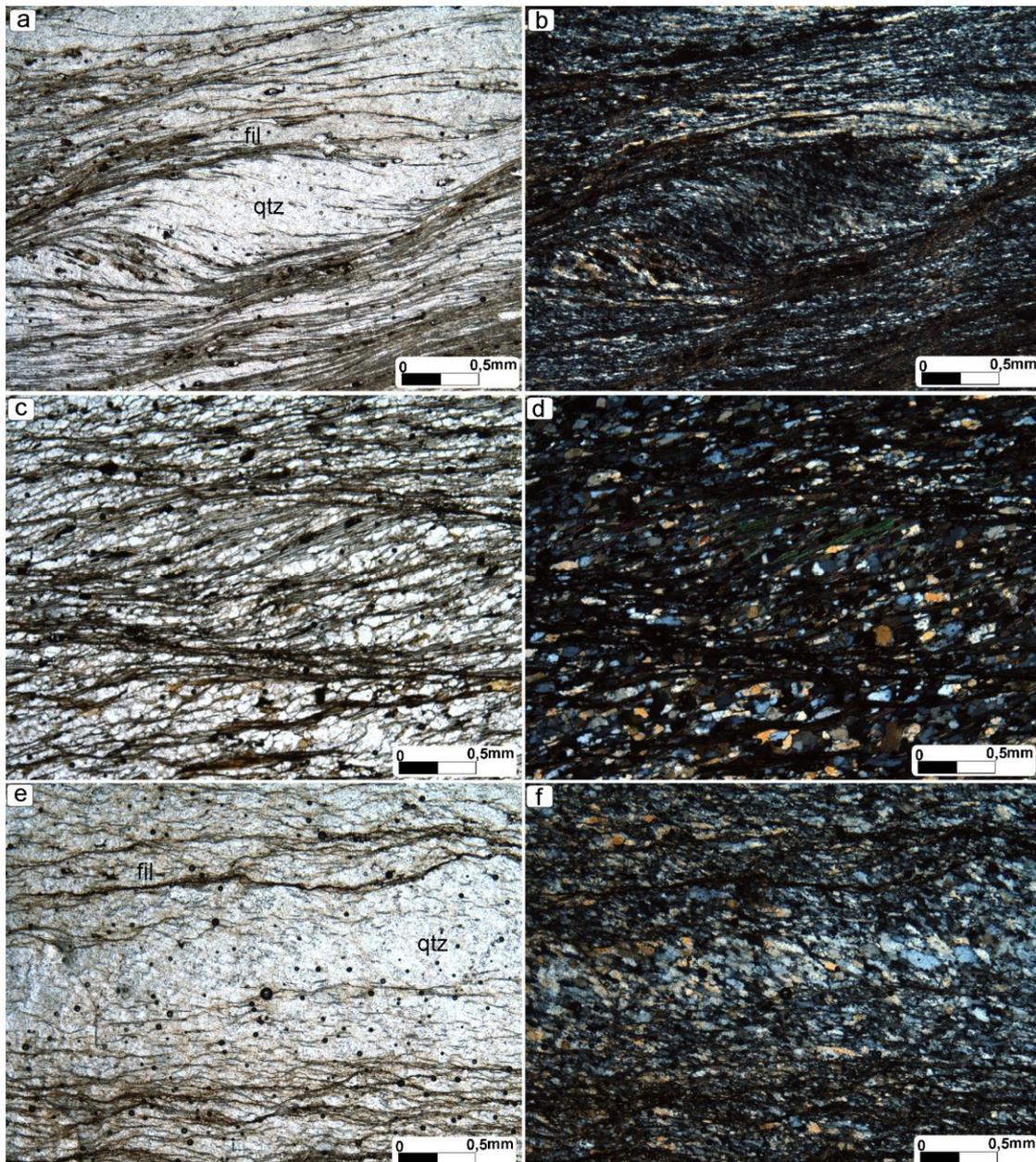


Figura 5. 12 - Fotomicrografias do quartzo muscovita milonito. (a) Foliação S-C' a nicóis paralelos e (b) a nicóis cruzados; (c) nicóis paralelos; (d) nicóis cruzados; (e) grãos de quartzo estirados segundo a foliação a nicóis paralelos e (f) a nicóis cruzados. (fil = filossilicatos, qtz = quartzo)

Em restritas porções cisalhadas foram mapeados muscovita-quartzito milonito feldspático. A moda mineralógica compõe-se por quartzo (46%), filossilicatos (40%) e plagioclásios (14%), estando estes minerais estirados segundo planos ou linhas, evidenciando comportamento plástico. A deformação desta rocha caracteriza o metamorfismo dinâmico típico de zonas de cisalhamento. Porfiroclastos de plagioclásio mostram giro sinistral, arqueando a foliação em sua borda (Figura 5.13a-b). Há duas foliações, que configuram pares S-C (Figura 5.13), e filmes de mica e óxido de ferro delimitando bandas de cisalhamento milimétrico com sigmóides internos também estatisticamente de cinemática sinistral.

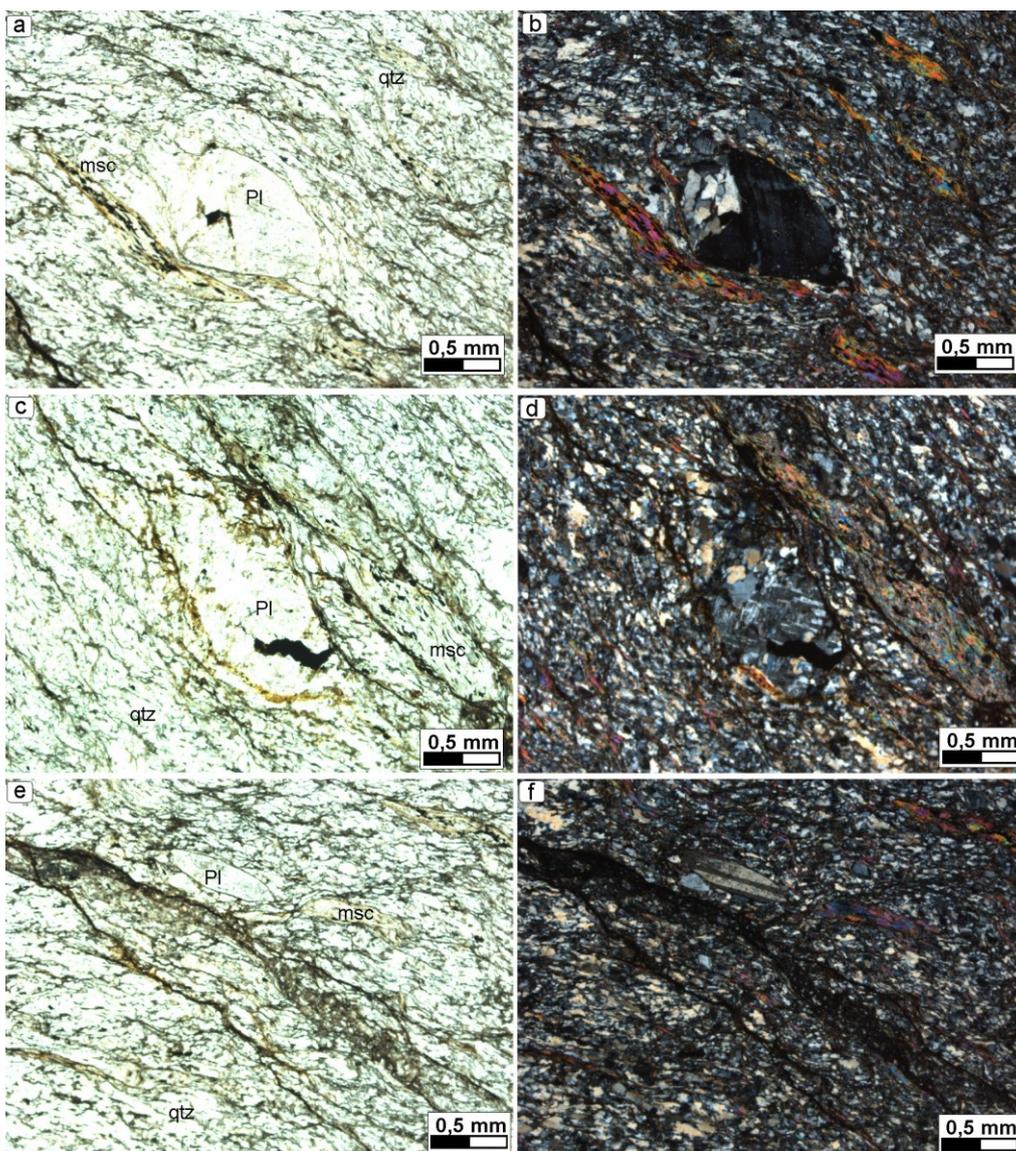


Figura 5. 13 - Fotomicrografias do quartzo muscovita milonito feldspático. (a) Porfiroclásto de plagioclásio com filme de mica arqueado, a nicóis paralelos (b) e cruzados; (c) Porfiroclásto anédrico paralelo a sigmóides a nicóis paralelos (d) e cruzados; (e) Porfiroclásto de plagioclásio estirado a nicóis paralelos (f) e cruzados . (Pl = plagioclásio, msc = muscovita, bio = biotita, qtz = quartzo)

Estreita lente de rocha meta-ultramáfica foi mapeada na porção centro norte da área de estudo. Este litotipo encontra-se encaixado concordante e intercalado aos muscovita-quartzito milonitos da borda do *Graben*. A rocha é foliada, de coloração esverdeada, granulometria fina e brilho sedoso. Compõe-se quase que exclusivamente por prismas de anfibólio, clorita e talco (Figura 5.14b-c). A atitude desta foliação metamórfica coincide com a dos milonitos, mergulhando aproximadamente 70° para 130° (SE). Devido à restrita ocorrência este litotipo não foi representado no mapa geológico.

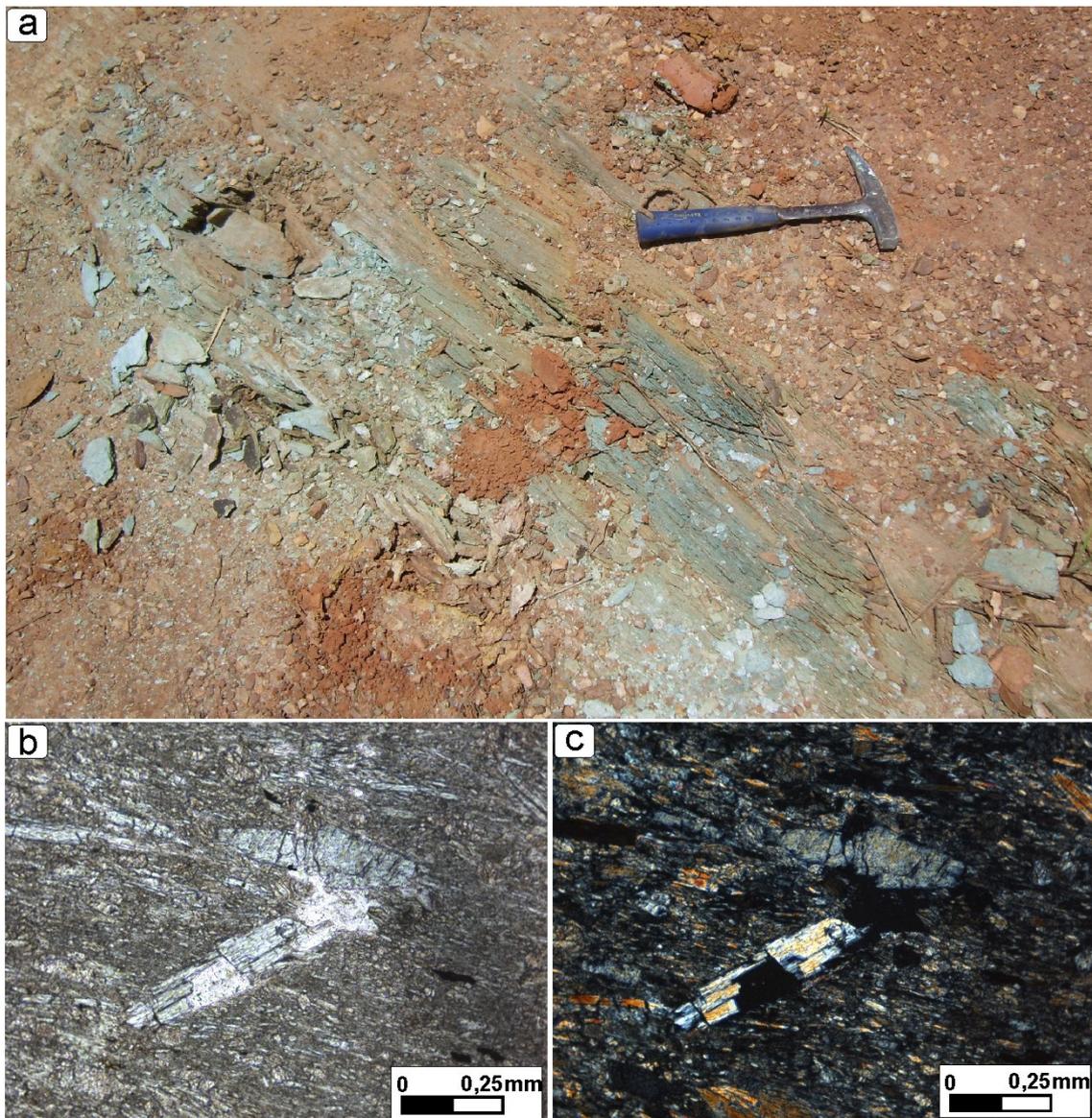


Figura 5. 14 - (a) Afloramento de rocha meta-ultramáfica em estrada não pavimentada; (b) e (c) Fotomicrografias nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. (UTM 641204E, 8579218N).

Biotita - Muscovita Paragnaisse

Rochas bandadas de provável protólito sedimentar, indicada pela grande ocorrência de filossilicatos, foram mapeadas em faixa NE-SW localizada entre os xistos da Formação Xambioá e os milonitos da borda do *Graben* de Água Bonita. Esta unidade mostra tonalidades claras nas imagens gamaespectrometria, o que indica altos teores de K, U e Th, e padrão de drenagens e lineamentos estruturais contrastam com o das unidades adjacentes. Este litotipo rico em filossilicatos, principalmente muscovita e biotita, classifica-se como biotita-muscovita paragnaisse e aflora em lajedos decamétricos (Figura 5.15a) a métricos na beira de estradas, drenagens e nas proximidades da Serra do Clemente, localizada a norte da área estudada. O melhor afloramento deste biotita-muscovita paragnaisse encontra-se no pasto de fazenda a beira da rodovia GO-164 que liga Araguaçu a São Miguel do Araguaia (Figura 5.15a). Caracteriza-se como mesocrático, granulometria média e bandamento centimétrico definido pela segregação em níveis escuros, ricos em biotita e muscovita, e claros, contendo quartzo e plagioclásio. A foliação principal, marcada pelo bandamento, mergulha 30° em direção ao azimute 135(SE) e está frequentemente arqueada ao redor de cristais de plagioclásio (Figura 5.15d). A mineralogia deste litotipo compõe-se por muscovita (30%), quartzo (28%), biotita (23%), plagioclásio (18%) e opacos (1%). A textura é lepidoblástica marcada pela orientação dos filossilicatos. Níveis ricos em filossilicatos se intercalam a domínios granoblásticos ricos em grãos de quartzo deformados e cristais subédricos de plagioclásio (Figura 5.16). Cristal subédrico de plagioclásio em meio a grãos de quartzo em contato suturados, devido à migração de borda de grão, evidenciam a recristalização dinâmica marcada pelo desequilíbrio termodinâmico como resposta a uma tensão dirigida e temperatura local, que reflete no rearranjo cristalino. Portanto, esta rocha encontra-se tensionada na borda do *Graben* de Água Bonita.

Devido à semelhança mineralógica e proximidade, interpretamos que este biotita-muscovita paragnaisse, quando interrompido por zonas de cisalhamento transforma-se, ao longo destas, em muscovita-quartzito milonito, localmente feldspático, mapeado na região da borda do *Graben* de Água Bonita.



Figura 5. 15 - (a) Afloramento de biotita-muscovita paragnaisse da Formação Xambioá, rodovia GO-164. (b) detalhe para o bandamento centimétrico da rocha (c) amostra de mão (d) Fotomicrografia de foliação curvada, a nicóis cruzados (Pl= plagioclásio, bio = biotita e qtz = quartzo) (UTM 620500E, 8565208N).

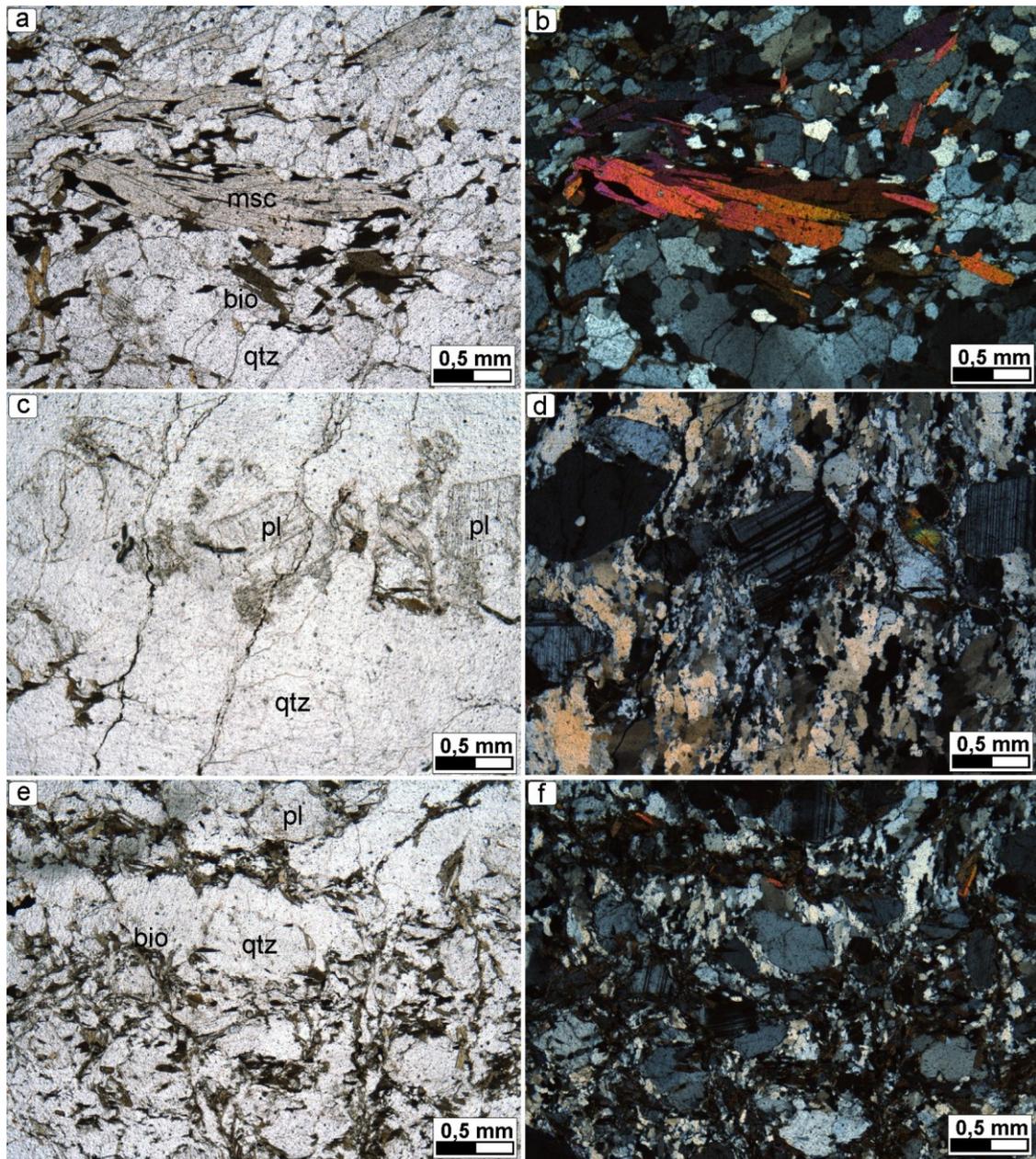


Figura 5. 16 - Fotomicrografias do biotita-muscovita paragneisse. Lamelas de filossilicatos orientadas: (a) Nicóis paralelos e (b) cruzados. Cristal subédrico de plagioclásio em meio a grãos de quartzo em contato suturados devido à migração de borda de grão: (c) Nicóis paralelos e (d) cruzados (b). Intercalação entre níveis de biotita-muscovita e quartzo-plagioclásio: (e) Nicóis paralelos e (f) cruzados. (Pl = plagioclásio, msc = muscovita, bio = biotita, qtz = quartzo)

5.2.3 – *Graben* de Água Bonita – Formação Água Bonita

A Formação Água Bonita (FAG) ocorre ao longo de uma faixa, de direção NE-SW, com aproximadamente 198 km², na porção central da área de estudo. Aflora em bancos tabulares, intemperizados e friáveis, o que dificulta a ocorrência de afloramentos rochosos bem preservados. No lugar destes restam sedimentos arenosos, formando areais locais, explorados por pequenas empresas da região para uso na construção civil (Figura 5.17). A região ocupada pela FAG distingue-se claramente, nas imagens dos satélites Landsat e Alos, pela textura de relevo plano e baixa densidade de drenagens. Já nas imagens de gamaespectrometria sua discriminação não é nítida, devido à escala de aquisição e a quantidade de ruídos. O único litotipo identificado na Formação Água Bonita foi quartzo arenito de coloração branca, mal selecionado e frequentemente intercalado a siltito. Entretanto, levantamentos geológicos realizados pela CPRM/SUREG-GO para o mapeamento da folha 1:100.000 de Novo Planalto, dados inéditos, identificaram a ocorrência de microconglomerados ferruginosos. As rochas que preenchem o *Graben* são exclusivamente sedimentares, em forte contraste com as rochas metamórficas de baixo a médio grau com características gerais de rochas de falha, que denotam diferentes graus de intensidade de cisalhamento, evidenciado pelas ocorrências de milonitos, SC e SCC' que limitam a estrutura.



Figura 5. 17 – Exemplo de Lavra de areia à beira da rodovia estadual TO-181.

Quartzo - Arenito

Os principais afloramentos deste litotipo localizam-se no pasto de uma propriedade rural na região central da área estudada, a Fazenda Água Bonita Vereda

Verde, às margens da rodovia estadual TO-181 (Zona UTM 22S 634120E; 8559699N). Este afloramento ocupa uma área descontínua de aproximadamente 500 m² (Figura 5.18a), onde além de afloramentos tabulares, ocorre material desagregado, predominando areia e, de maneira subordinada, silte. Apresentam tonalidade avermelhada e marrom, na rocha intemperizada, e tonalidade creme, na rocha fresca. A principal estrutura sedimentar primária é a estratificação plano paralela centimétrica, identificada como superfície sedimentar primária (S0), que mergulha numa média 8° para 305°-330°(NW). Sua granulometria varia entre areia muito grossa a fina e, em níveis milimétricos intercalados, de granulometria silte. Alguns poucos grãos chegam a granulometria areia muito grossa. Por vezes verifica-se, em superfícies intemperizadas, uma tênue gradação inversa, granocrescente ascendente, tendo na base uma sedimentação de areia fina chegando ao topo como areia grossa. À vista desarmada, os sedimentos desta rocha mostram baixa maturidade textural, angulosos e de baixa esfericidade, e alta maturidade mineralógica, pois ocorrem apenas grãos de quartzo (Figura 5.18d).

A análise de características sedimentológicas do quartzo arenito indicam que a sedimentação provavelmente se deu em ambiente fluvial e que a fonte sedimentar é proximal. Esta feição é característica de depósitos de fluxo gravitacional de alta densidade, em pulsos, pois há camadas de granocrescência repetidas em intervalos centimétricos. O conteúdo terrígeno da Formação Água Bonita, em geral mal selecionado, aliados às formas de acamamento plano paralelo, observado nos raros afloramentos consistentes da calha do *Graben*, sem a presença de rochas químicas, nos leva a considerar o *rift* gerador da estrutura como imaturo e nitidamente continental.

A mineralogia deste arenito compõe-se por grãos de quartzo (76%), lamelas de muscovita (15%), biotita (5%), clorita (3%) e óxidos (1%). Os grãos de quartzo são incolores, límpidos, angulosos a subangulosos, pouco fraturados, em contatos retilíneos e pontuais com os adjacentes e arrançados de maneira aleatória. Mostram extinção predominantemente reta, o que pode significar ambiente não sujeito a tensão tectônica. Os filossilicatos ocupam o plano do acamamento intercalado a grãos de quartzo. São subédricos e lamelares, em contatos planares (Figura 5.19).

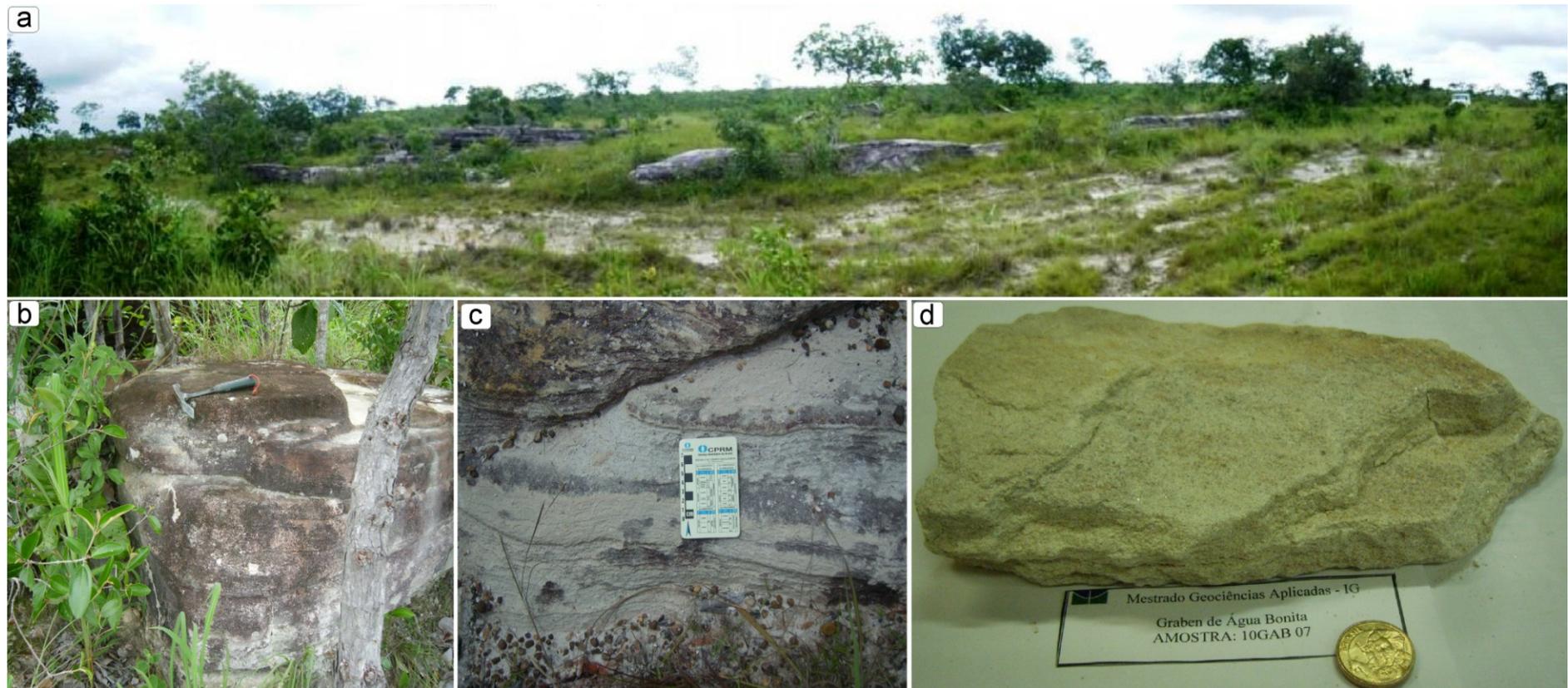


Figura 5. 18 - (a) Afloramento de quartzo arenito da Formação Água Bonita na Faz. Água Bonita Vereda Verde; (b) Detalhe do Afloramento; (c) Estratificação plano paralela milimétrica e (d) Amostra de mão mostrando acamamento plano paralelo. (UTM 634120E; 8559699N).

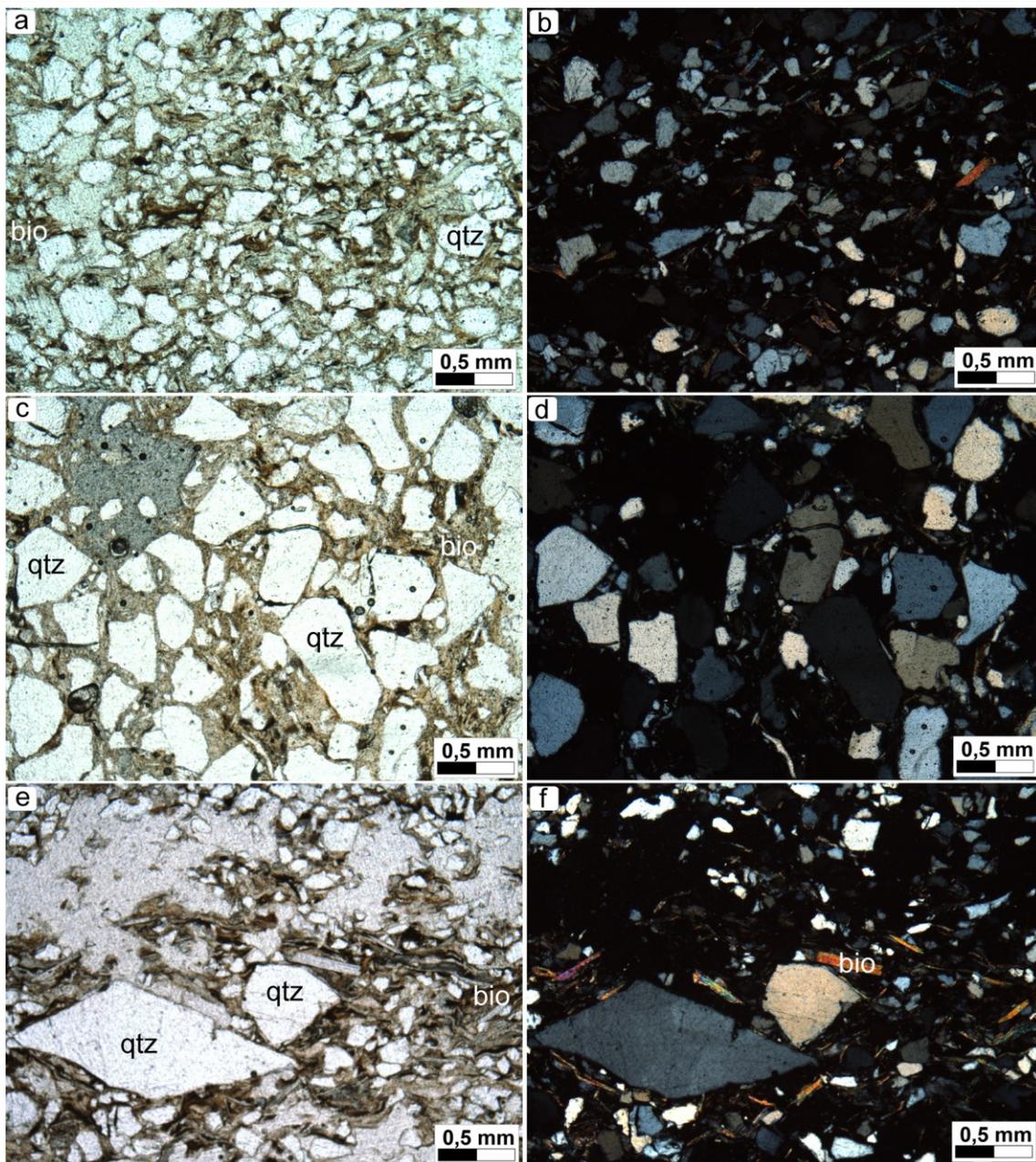


Figura 5. 19 - Fotomicrografias do quartzo arenito. nicóis paralelos (a), (c) e (e). Nicóis cruzados (b), (d) e (f). Detalhe para os grãos de quartzo angulosos, extinção reta e pouco fraturados. Lamelas orientadas de fíossilicatos. (bio = biotita, qtz = quartzo)

Blocos rolados intemperizados, não aflorantes, foram encontrados próximo à principal exposição da Formação Água Bonita. Estes são maciços e de coloração avermelhada, compõe-se quase que exclusivamente por quartzo (~90%), com mínima contribuição de argilas e óxidos. Os grãos de quartzo são incolores, límpidos, losangulares a ovalados, subarredondados, pouco fraturados, em contatos côncavos-convexos com os adjacentes, e distribuídos de maneira aleatória. Extinção predominantemente reta, porém em alguns grãos a extinção é fracamente ondulante. A

nicóis paralelos percebe-se um verniz de óxido na borda desses grãos de quartzo (Figura 5.20).

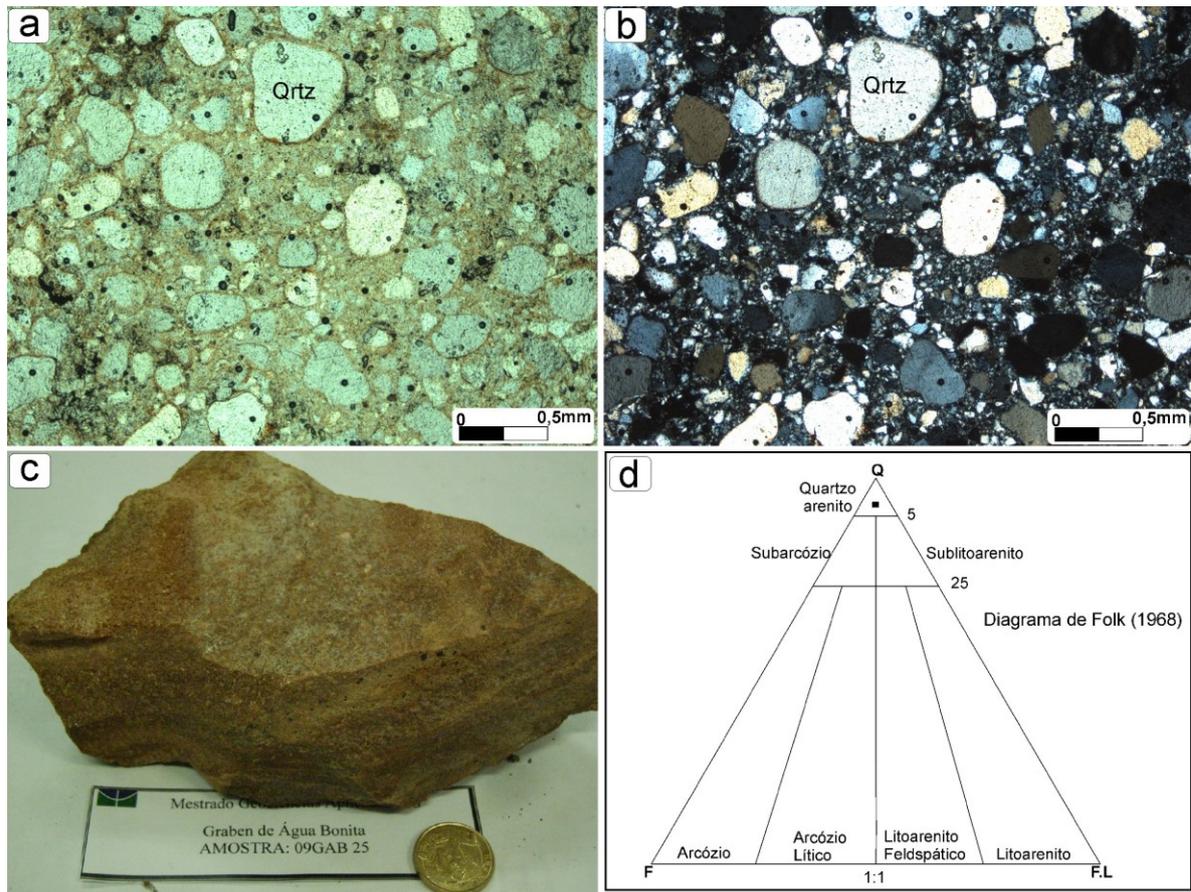


Figura 5. 20 – Bloco de arenito intemperizado (amostra 09GAB25). (a) Fotomicrografias a nicóis paralelos e (b) a nicóis paralelos; (c) Amostra de mão e (d) Composição da rocha plotada no diagrama de Folk 1968. (qrtz = quartzo)

5.3 – Geologia Estrutural

A área de estudo foi dividida em quatro domínios estruturais (Figura 5.21), a partir da análise dos lineamentos, extraídos dos produtos aerogeofísicos e imagens de sensoriamento remoto, e das atitudes estruturais das superfícies S0 e Sn, medidas em campo. Os lineamentos estruturais foram interpretados de maneira semi-quantitativa, tendo em consideração a orientação azimutal. Tais lineamentos são juntas, falhas e outros tipos de estruturas que em campo originaram leitos de rios, cristas e vales. Estereogramas polares utilizados para representação das medidas obtidas *in situ* não necessariamente coincidem com a direção principal destes lineamentos estruturais. O domínio D foi o único que não foi possível a construção de diagrama polar com atitude de foliação, devido à dificuldade em defini-las com precisão em campo (Figura 5.21).

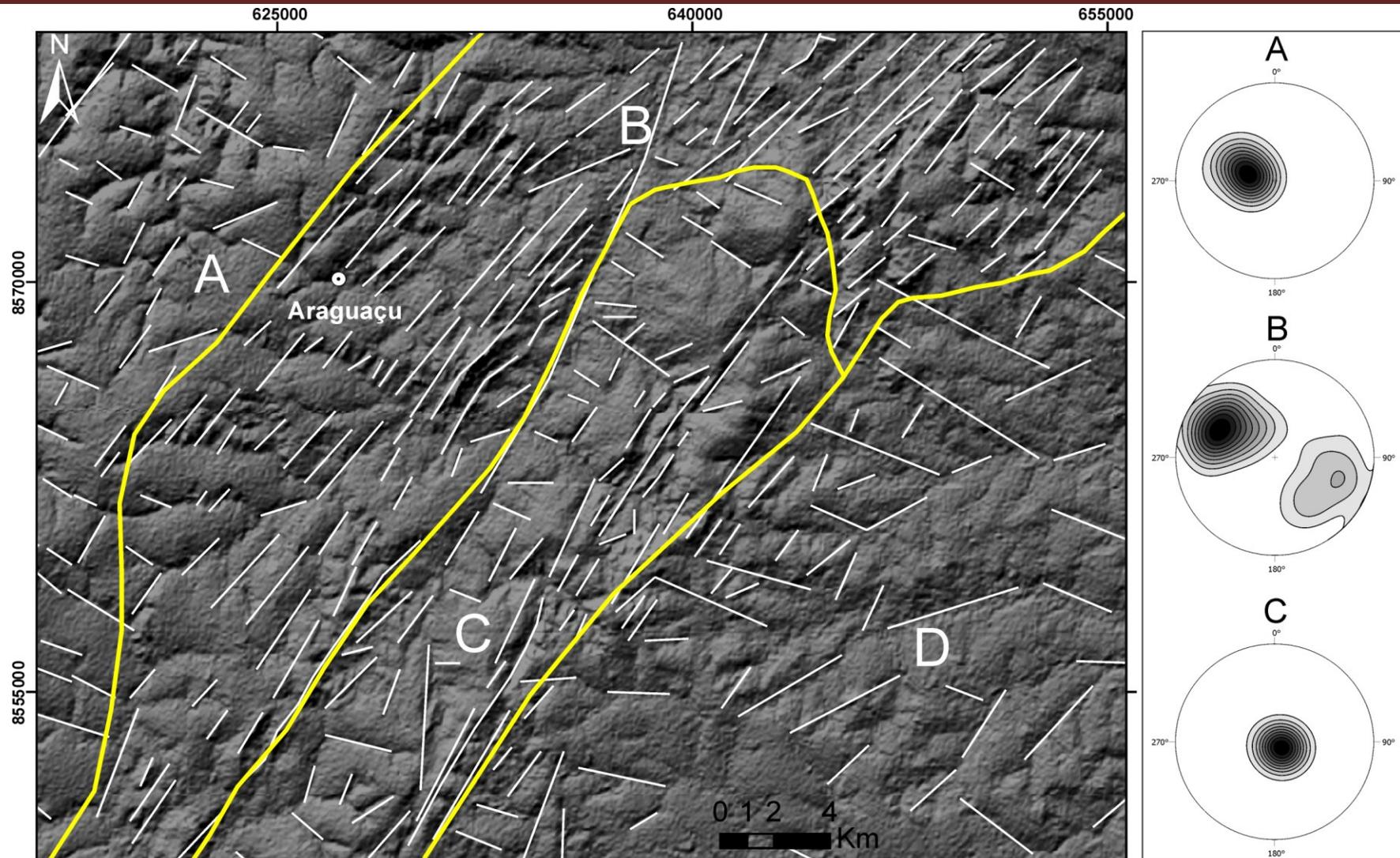


Figura 5. 21 – Mapa de domínios e lineamentos estruturais com respectivos estereogramas polares construídos pelas medidas de atitude de camada medidos durante a etapa de campo.

Domínio A

Localiza-se no extremo oeste da área de estudo, englobando os xistos da Formação Xambioá, e se distingue por suas estruturas de direção NE-SW e NW-SE, determinadas a partir das imagens de sensoriamento remoto e produtos aerogeofísicos. Em escala mesoscópica identificam-se principalmente estruturas planares, como xistosidade; clivagem de crenulação e fraturas, e lineares como eixos de crenulação. A xistosidade (S1), mergulho de 35° para 120° (SE), encontrando-se freqüentemente dobrada. A clivagem de crenulação (S2) secciona a xistosidade tendo mergulho médio de 75° para a direção azimutal 115° (SE). As fraturas são em sua grande maioria juntas verticais de tração pura. Os eixos de crenulação (L1) orientam-se aproximadamente N-S, variando poucos graus, com baixo caimento, de 8° a 12° , tanto para norte quanto para sul (Figura 5.22).

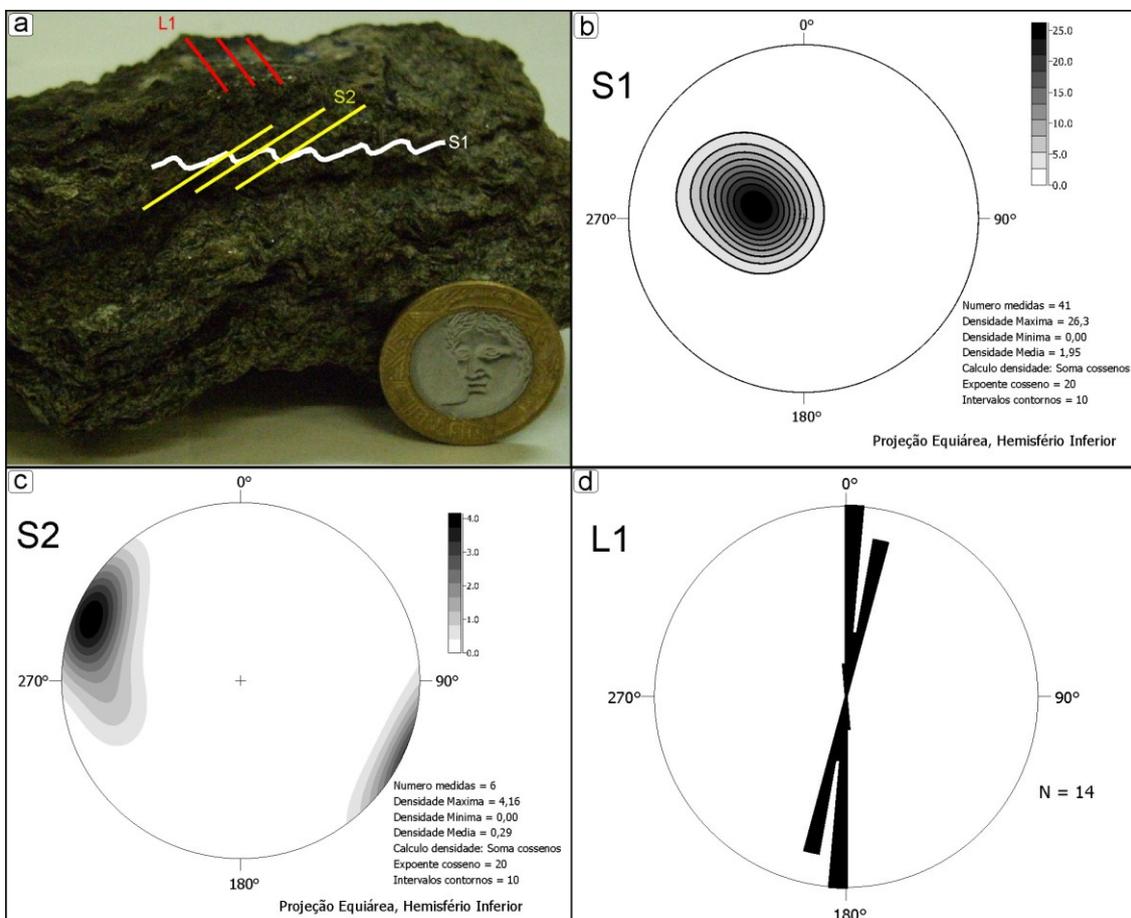


Figura 5. 22 – Estruturas encontradas no domínio estrutural A. (a) Amostra de quartzo biotita muscovita xisto com indicação das estruturas, (b) estereograma polar de xistosidade (S1), (c) estereograma polar da clivagem de crenulação (S2), (d) diagrama de rosetas dos eixos de crenulação (L1).

Domínio B

O domínio estrutural B inclui os biotita-muscovita paragneisses da Formação Xambioá e os quartzitos milonitos da borda oeste do *Graben*, que, estatisticamente, apresentam medidas estruturais semelhantes. Os lineamentos estruturais caracterizam-se por direção principal NE-SW, concordante com a direção dos Lineamentos Transbrasilianos. Os biotita-muscovita paragneisses, em escala mesoscópica, mostram foliação com mergulho médio de 30° em direção ao azimute 135° (SE). Já a foliação milonítica dos muscovita quartzito, mergulha 70° tanto para NW, mais frequente, quanto para SE. Quando dobrado, o fazem de maneira assimétrica, e seu eixo cai 60° para SW. As medidas estruturais destes dois litotipos foram integradas para a composição dos estereogramas polares do domínio B (Figura 5.23).

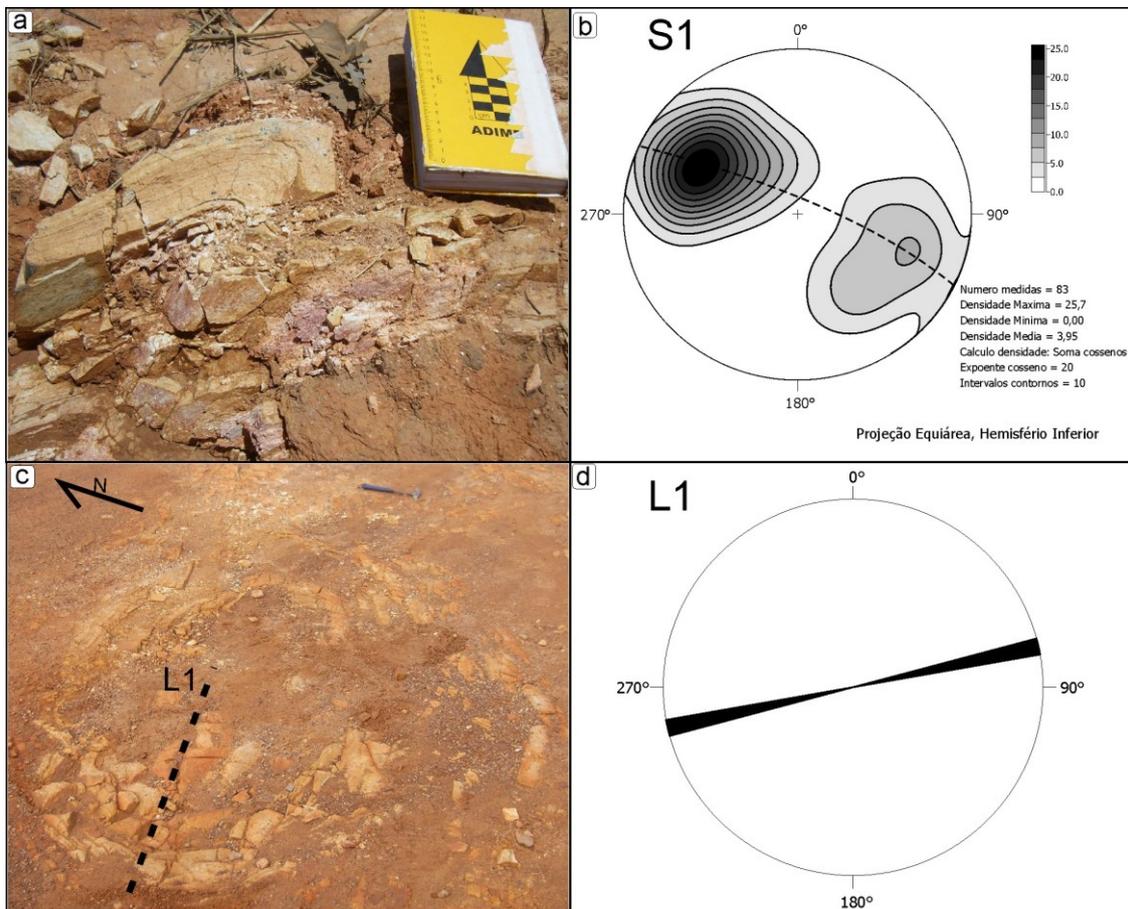


Figura 5. 23 – (a) Quartzito milonito dobrado em escala mesoscópica, (b) estereograma polar das medidas de foliação milonítica e bandamento gnaissé medidas no domínio estrutural B, (c) afloramento dobrado em estrada de terra e (d) Diagrama de rosetas com medidas de eixo das dobras.

Domínio C

O domínio estrutural C inclui as rochas sedimentares da Formação Água Bonita. Os lineamentos estruturais mostram direção preferencial N35°E e secundária NW-SE. Estas rochas apresentam como principal estrutura sedimentar o acamamento plano paralelo caracterizado por baixo ângulo de mergulho, aproximadamente 8°-12°, na direção azimutal 310°-330°(NW) (Figura 5.24).

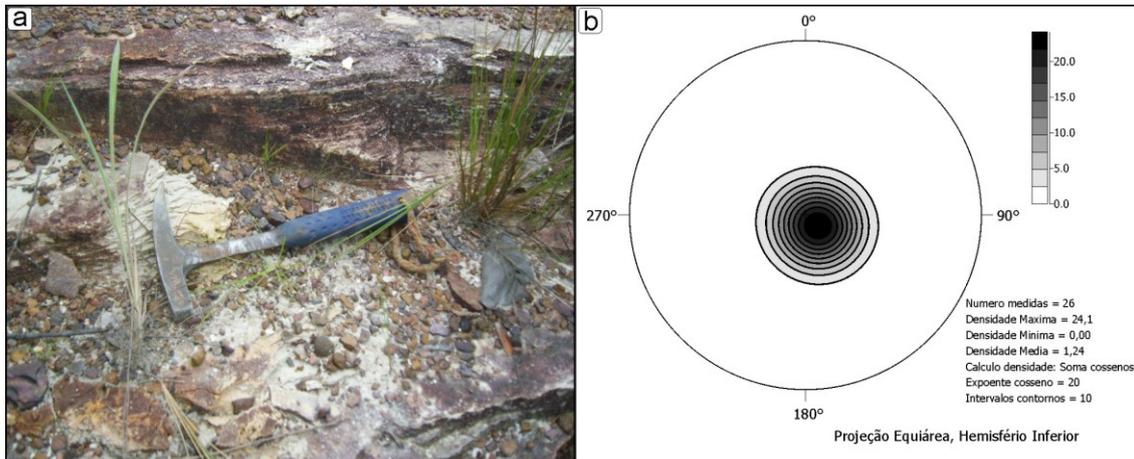


Figura 5. 24 – (a) Afloramento de quartzo arenito com detalhe para estrutura sedimentar primária, (b) estereograma polar com medidas de superfície sedimentar primária que ocorrem no domínio estrutural C.

Domínio D

Ocupa o extremo leste da área compondo-se por rochas metamórficas do Complexo Rio dos Mangues. Os lineamentos estruturais mostram direção preferencial NE-SW e NW-SE. A análise da orientação dos lineamentos e das drenagens de primeira e segunda ordem torna nítida a distinção deste domínio dos adjacentes. A dificuldade na definição de planos de foliação confiáveis se deve à forte esfoliação esferoidal e as dobras de fluxo magmático dos corpos intrusivos.

6 – INTEGRAÇÃO DOS DADOS

Neste capítulo será apresentada a correlação entre os dados geofísicos e os dados geológicos da porção central do *Graben* de Água Bonita. Esta análise tem como objetivo contribuir para a caracterização da estrutura estudada, conduzindo a uma interpretação acerca de sua origem e evolução.

6.1 - Aerogeofísica e Geologia

A integração dos dados aerogeofísicos e de mapeamento geológico mostrou boa correlação (Figura 6.1), apesar da qualidade e escala dos dados geofísicos que restringe sua aplicação a partir de uma escala de 1:500.000. Cabe ressaltar que os dados de sensores remotos foram priorizados na definição dos contatos geológicos, devido à limitação dos dados geofísicos.

Domínios e Lineamentos Geofísicos

O domínio MG 1 caracteriza-se por altos valores de K, U e Th e amplitude magnética de baixa a média. Em campo, afloram granada-muscovita xisto e quartzo-biotita-muscovita xisto da Formação Xambioá, que de certa maneira condiz com a resposta aerogeofísica do domínio. O limite entre o domínio MG1 e o MG 2 assemelha-se ao contato geológico inferido entre os xisto e o biotita-muscovita paragnaisse. A geologia e a resposta geofísica nestes dois primeiros domínios se assemelham, da mesma maneira que a composição mineralógica (Figura 6.1).

A Formação Água Bonita localiza-se quase por completo nos domínios geofísicos MG 4 e MG 5, tendo boa correlação com as amplitudes baixa a média dessa região. A resposta gamaespectrométrica dos três rádio elementos torna-se confusa nesta região, dificultando a correlação com a geologia mapeada (Figura 6.1).

Os domínios geofísicos de MG 6 a MG 9 correspondem, em sua quase totalidade, aos litotipos do Complexo Rio dos Mangues. Ao longo destes domínios, os produtos magnéticos apresentam alta resposta magnética, como esperado para os litotipos mapeados. A correlação com os dados gamaespectrométricos foi prejudicada devido ao alto percentual de ruídos na porção nordeste e centro-leste (Figura 6.1).

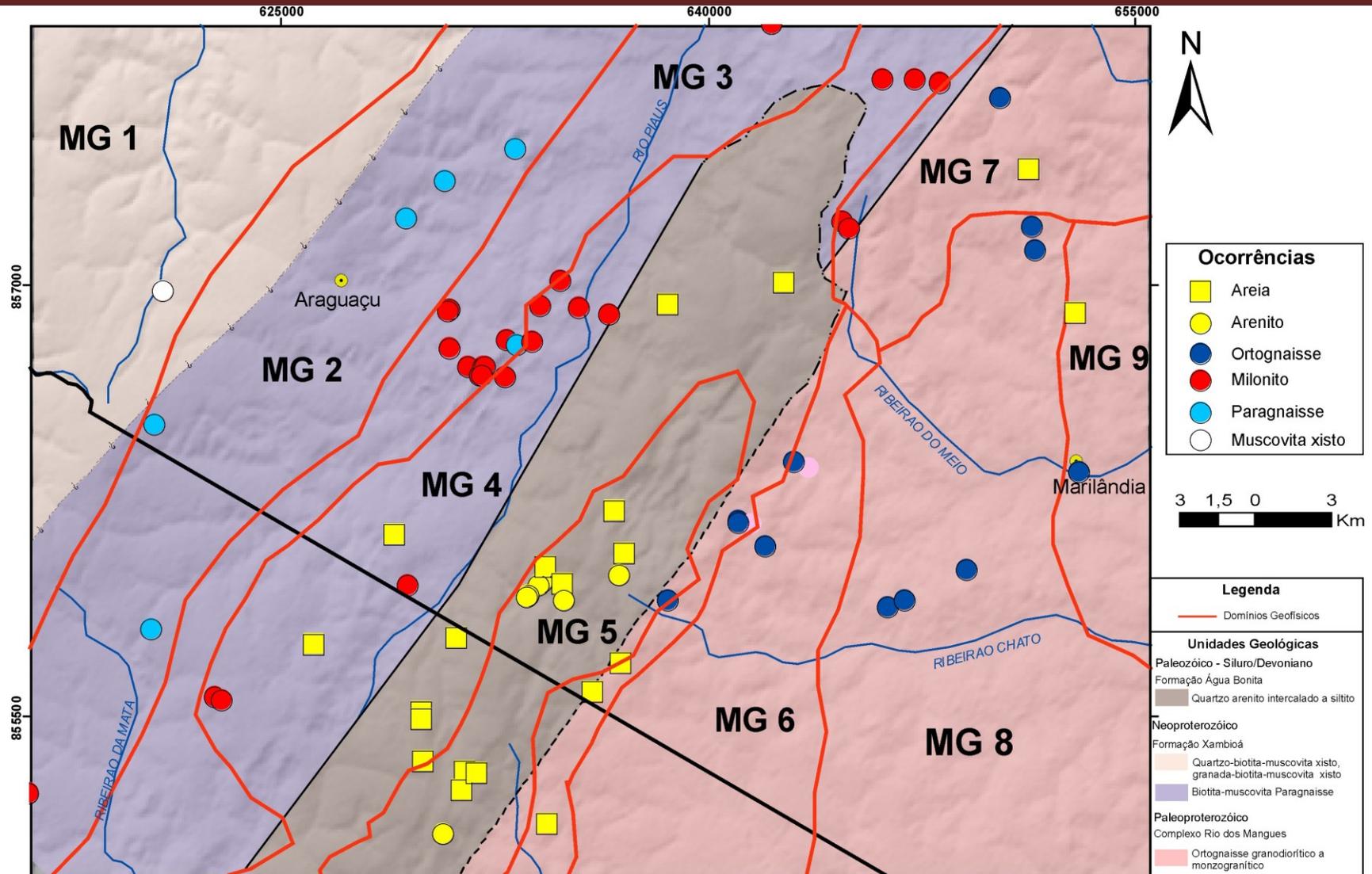


Figura 6.1 – Integração dos domínios geofísicos e das unidades geológicas mapeadas

6.2 - Gravimetria e Geologia

A correlação dos contatos geológicos com o mapa final de anomalias *bouguer*, gerado pela união das estações gravimétricas pré-existentes com as adquiridas neste trabalho, mostrou que as altas anomalias gravimétricas estão relacionadas às rochas do Complexo Rio dos Mangues. A porção ocupada pela Formação Água Bonita associa-se a anomalias médias e baixas. Este baixo gravimétrico, localizado no contato oeste da Formação Água Bonita, sugere que em subsuperfície o *Graben* de Água Bonita pode estar inclinado para oeste, como a própria estratificação plano paralela das rochas, tratando-se portanto do depocentro desta Formação. Na porção oeste, os xistos e paragneisses relacionam-se também a anomalias gravimétricas baixas a médias o que pode ser explicado, em parte, pela origem sedimentar destes litotipos (Figura 6.2).

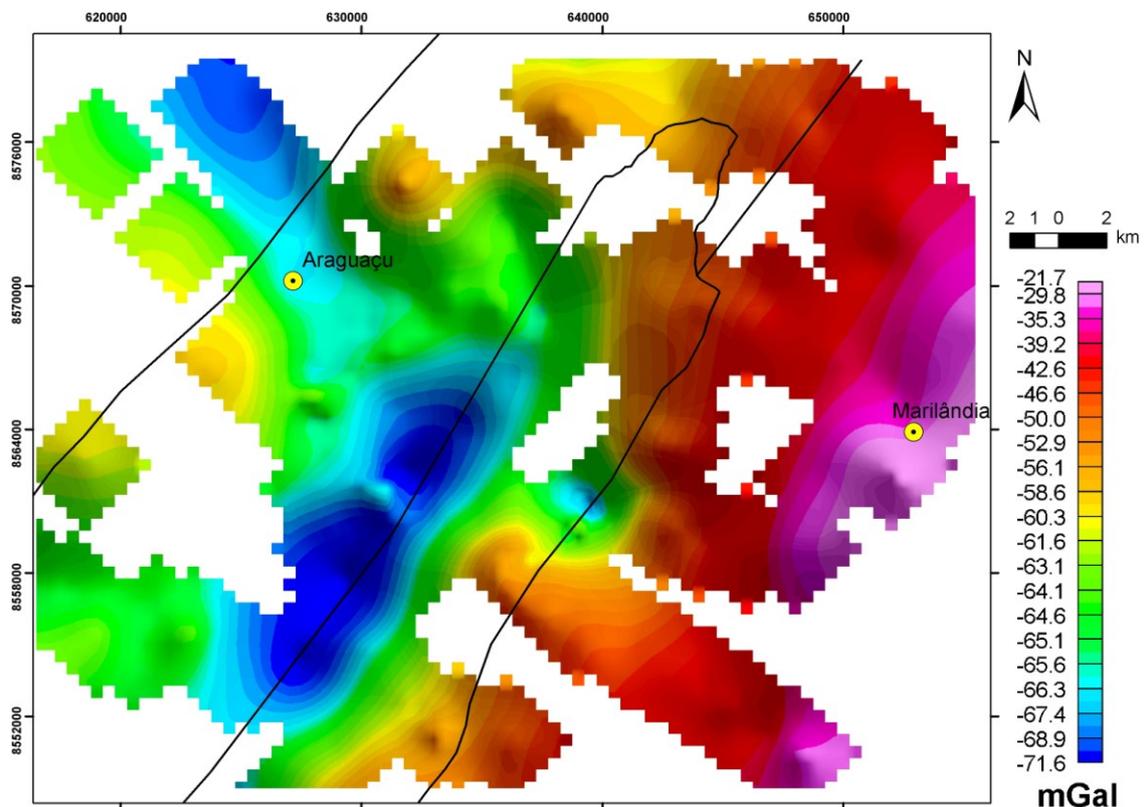


Figura 6. 2 – Mapa de Anomalia Bouguer com os contatos geológicos mapeados (em negro).



6.3 - Espectro de Potência e Deconvolução de Euler

6.3.2 – Espectro de Potência

O cálculo do espectro de potência (Spector & Grant, 1970) tem como principal objetivo estimar a profundidade de anomalias potenciais por meio da análise de gráficos adquiridos no ambiente do programa computacional *Oasis Montaj da Geosoft® v.7*. Esse procedimento foi realizado para os dados magnéticos do campo anômalo (PGBC) e para os dados gravimétricos ao longo do perfil principal.

Espectro de Potência – Dados Magnéticos PGBC

O arquivo *grid* do campo magnético anômalo foi primeiramente recortado para incluir apenas anomalias dentro da área estudada. O cálculo do espectro de potência indicou, por meio do ajuste de retas ao gráfico Espectro de Potência Radial (Figura 6.3a) e posterior projeção no gráfico Estimativa de Profundidade, que as anomalias magnéticas, ao longo da área estudada, localizam-se entre 1 km e 3 km de profundidade (Figura 6.3b). Este resultado pode indicar a existência de desnível no embasamento do *Graben*.

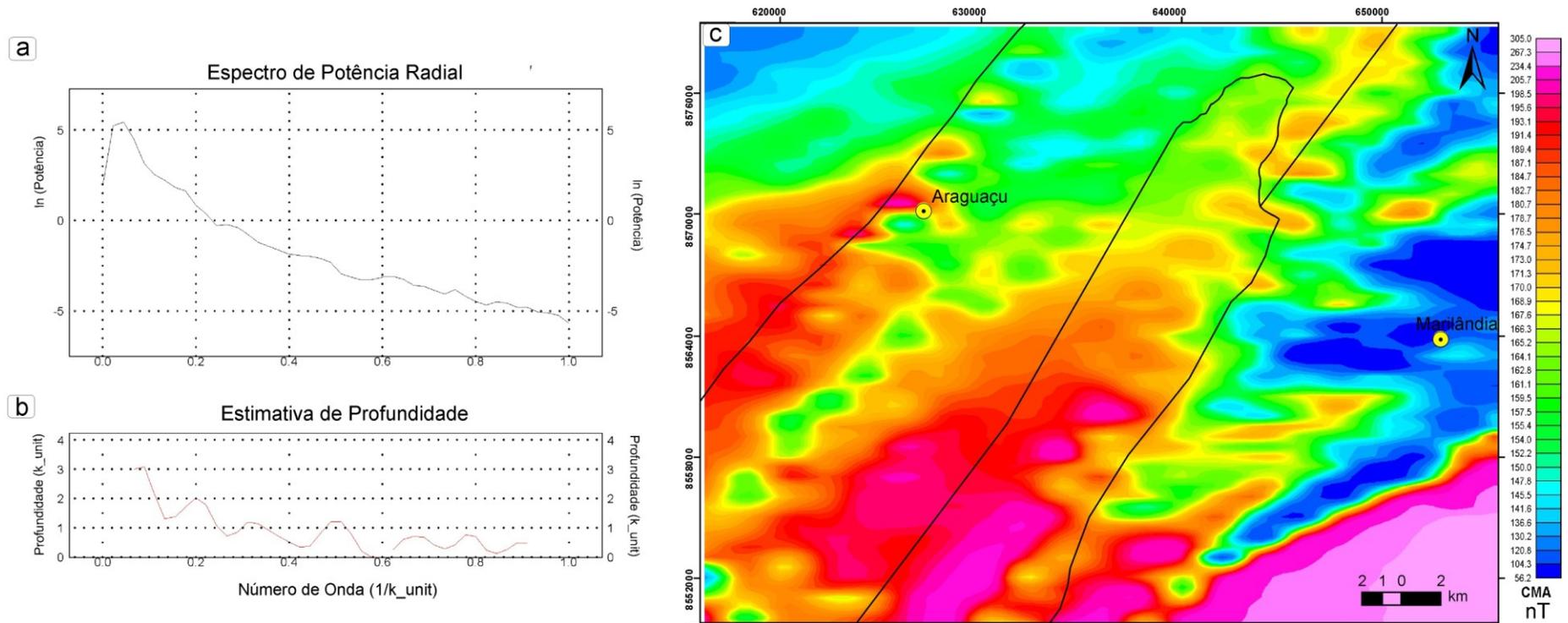


Figura 6.3 – Espectro de potência dos dados do campo magnético anômalo. (a) Gráfico Espectro de Potência Radial. (b) Gráfico de estimativa da profundidade. (c) Mapa do campo magnético anômalo na área de estudo.



Espectro de Potência – Dados Gravimétricos

O arquivo *grid* da anomalia *Bouguer* foi primeiramente recortado para incluir apenas anomalias ao longo do perfil gravimétrico principal. O cálculo do espectro de potência indicou, por meio do ajuste de retas ao gráfico de Espectro de Potência Radial (Figura 6.4a) e posterior projeção no gráfico Estimativa de Profundidade, ao longo do perfil principal que cruza o *graben* de Água Bonita, que as anomalias gravimétricas localizam-se a uma profundidade máxima entre 1 e 2,2 km (Figura 6.4b). Este resultado sugere também a existência de desnível no embasamento do *Graben*.

O cálculo do espectro de potência para os dois métodos forneceu resultado semelhante, dando subsídio a modelagem bidimensional.

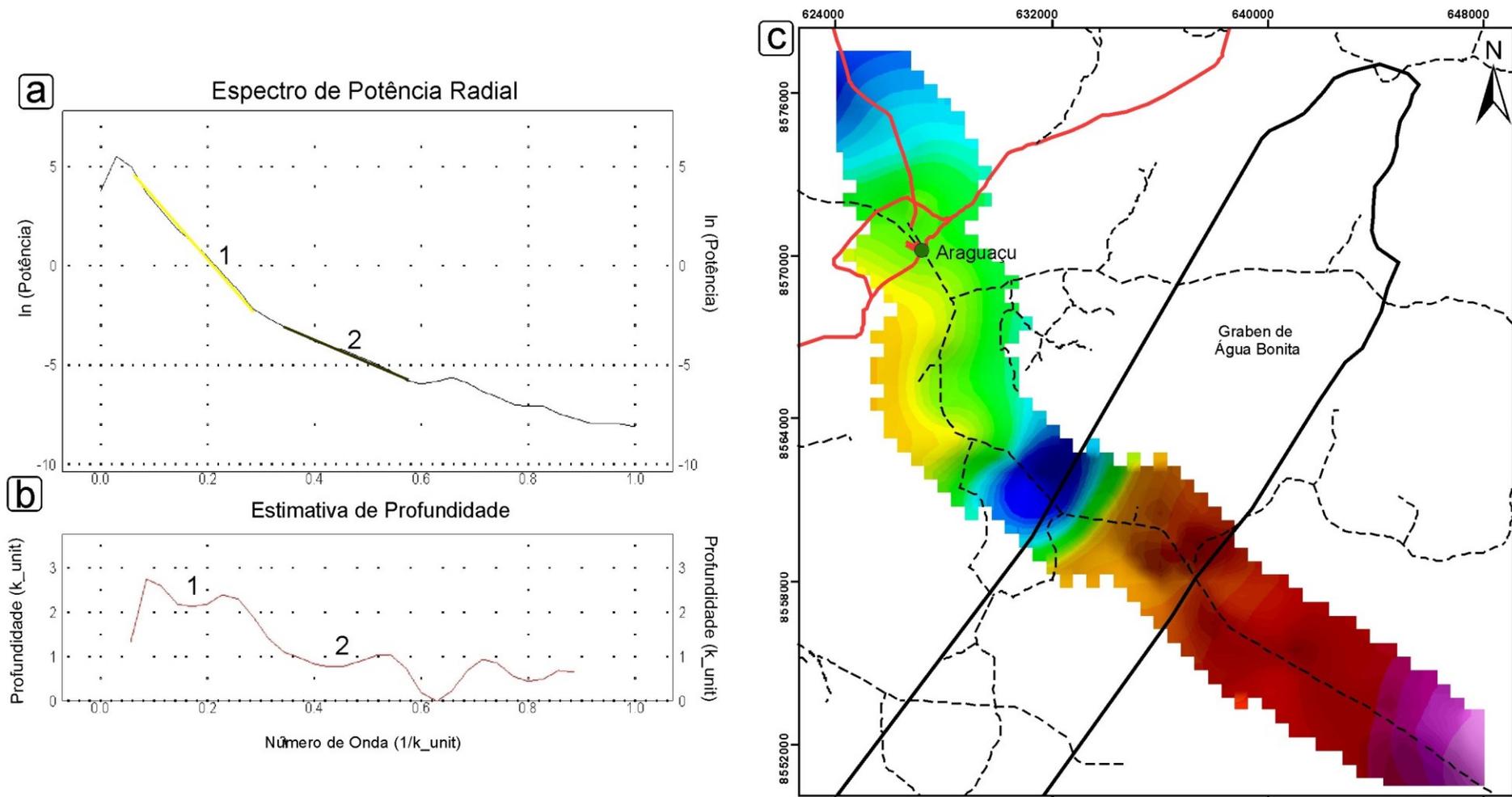


Figura 6.4 - Espectro de potência dos dados gravimétricos obtidos ao longo do perfil principal. (a) Diagrama do espectro de potência radial com duas retas (1 e 2) ajustadas a curva. (b) Diagrama de estimativa da profundidade com a projeção das duas retas ajustadas ao diagrama anterior. (c) Mapa de anomalias Bouguer ao longo perfil principal (rodovia TO-181) e o limite da Formação Água Bonita determinado por mapeamento geológico.



6.3.3 - Deconvolução de Euler

A Deconvolução de Euler (Reid *et al.*,1990) é um algoritmo de interpretação quantitativo utilizado com objetivo de localizar horizontalmente e em profundidade as anomalias geofísicas, por meio da equação de homogeneidade de Euler:

$$(X - X_0) \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right) + (Y - Y_0) \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right) + (Z - Z_0) \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) = N(B - T),$$

Onde:

T = campo regional

B = campo observado

N = índice estrutural

A localização na equação (x,y,z) é feita para diferentes índices estruturais, que relacionam a anomalia geofísica ao tipo de estrutura estudada. Para análise de dados magnéticos o índice estrutural (IE) varia de 0 a 3. O índice estrutural 0 (zero) está relacionado a estruturas planares, o índice estrutural 1 a estruturas lineares, o índice estrutural 2 a corpos bidimensionais e o índice 3 a corpos tridimensionais. De maneira similar, os índices estruturais utilizados para análise de dados gravimétricos variam de 0 a 2, sendo 0 (zero) correspondente a estrutura lineares como diques, índice 1 a cilindros ou canos e índice 2 corresponde a estruturas de três dimensões como esferas (Tabela 6.1).

Tabela 6.1 – Índices estruturais utilizados na Deconvolução de Euler para dados magnéticos e gravimétricos.

IE	Campo Magnético	Campo Gravitacional
0	Contatos	Sill/dique
1	Sill/Diques	Cilindro/cano
2	Cilindro/cano	Esfera
3	Esfera	-----

Além do índice estrutural deve-se testar o tamanho da janela (W) a ser processada e a porcentagem de tolerância admitida. Estes dois fatores dependem do problema analisado. O tamanho da janela varia de acordo com o tamanho das anomalias



estudadas. Este aumento no tamanho da janela resulta em maiores profundidade, porém diminui o número de soluções.

O método da Deconvolução de Euler não assume como premissa um modelo geológico particular, sendo necessário testar diferentes modelos, de forma a adequar a fonte ao modelo real (Correia *et al.* 2010). Diante disto é necessário que se façam testes variando o índice estrutural, tamanho da janela processada e tolerância (GEOSOFT, 2007). Este procedimento foi feito para os dados do campo magnético anômalo e dados gravimétricos nos limites da área de estudo. Entretanto, apenas os resultados do campo magnético anômalo foram satisfatórios, descartando-se assim os referentes à gravimetria.

No processamento da Deconvolução de Euler para os dados do campo magnético anômalo foram combinados os 4 índices estruturais, de 0 a 3, com as janelas de tamanho 5 e 10. O melhor resultado proveniente destes testes utilizou os parâmetros de índice estrutural 1, janela 10 e 20% de tolerância. Foram localizadas anomalias divididas em 5 categorias de acordo com a profundidade: menor que 500 m, de 500 a 1000 m, de 1000 a 1500 m, de 1500 a 2000 m e maior que 2000 m.

Este resultado, sobreposto aos mapas de amplitude do sinal analítico e *Bouguer*, localiza a borda do *Graben* de Água Bonita, em profundidade, a oeste do limite determinado pelo mapeamento geológico (Figuras 6.5a e 6.5b). De maneira semelhante, quando sobreposto às imagens *SRTM* e estereoscópica do satélite *Alos*, verifica-se que o resultado da Deconvolução de Euler localiza-se em lineamentos estruturais de orientação NE-SW paralelos ao limite superficial do *Graben* e Água Bonita (Figuras 6.5c e 6.5d).

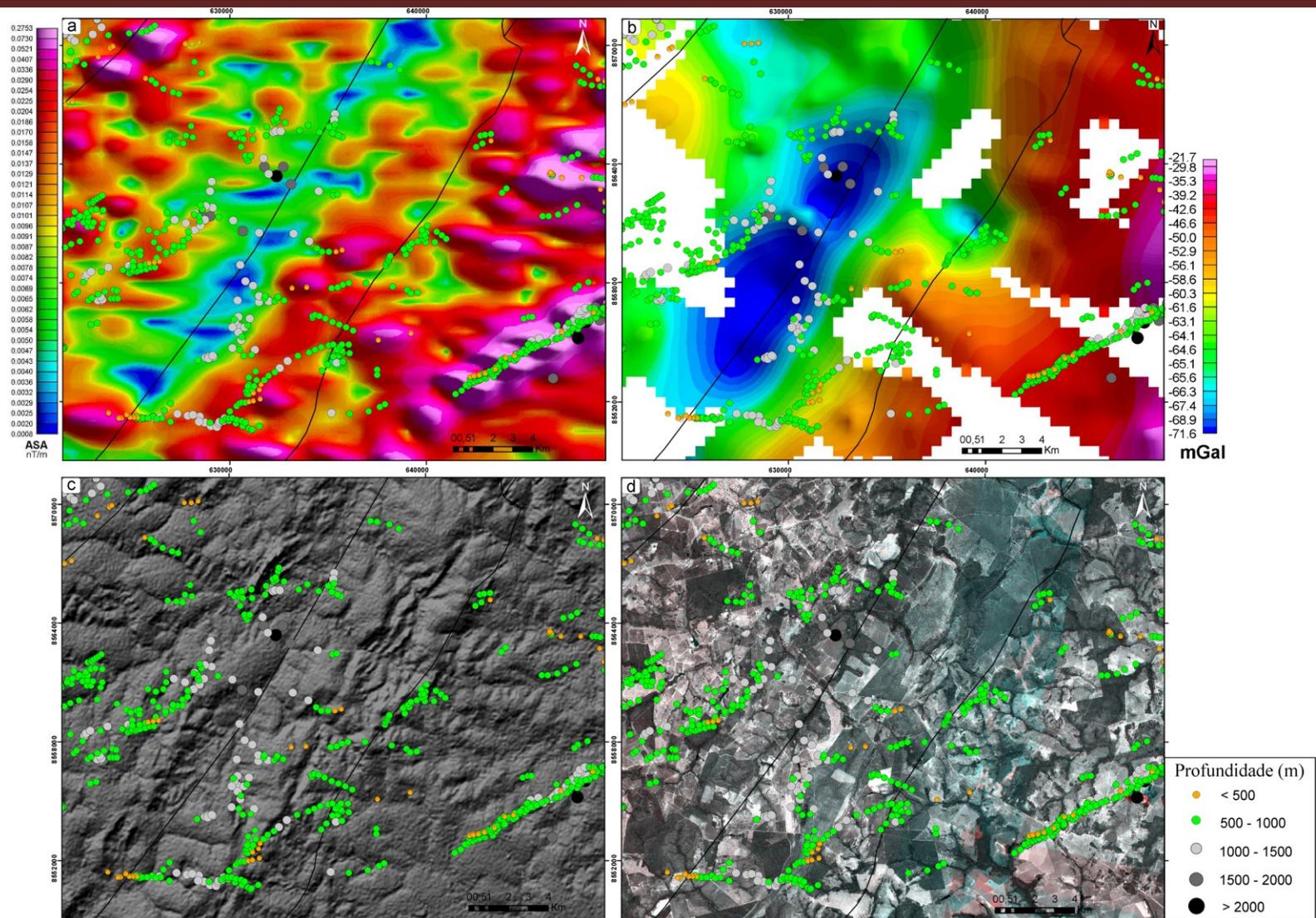


Figura 6. 5 – (a) Produto ASA; (b) Mapa de anomalias Bouguer; (c) Imagem SRTM e (d) Imagem estereoscópica do satélite Alos. Os círculos coloridos são as profundidades calculadas pela deconvolução de euler. Em negro limite do *Graben* de Água Bonita em superfície.

6.4 - Modelagem 2D dos dados Gravimétricos

A modelagem 2D realizada neste trabalho seguiu a metodologia de Talwani *et al.*(1959), tendo como objetivo propor um modelo sobre a geometria da porção central do *Graben* de Água Bonita. Assim, este modelo foi realizado no perfil gravimétrico ao longo da rodovia TO-181 (Figura 6.6). Estes dados foram tabulados e transferidos ao ambiente do *software Oasis Montaj da Geosoft® v. 7*, cuja extensão *GM-SYS* processa a modelagem. A aquisição n°15 (Figura 6.6) foi excluída para modelagem por apresentar valor muito distinto das adjacentes, devido ao baixo topográfico em que está localizada. A correção *Bouguer* completa não foi realizada nesses dados por falta de dados topográficos de detalhe e por se tratar de região sem grandes variações topográficas (Figura 4.2).

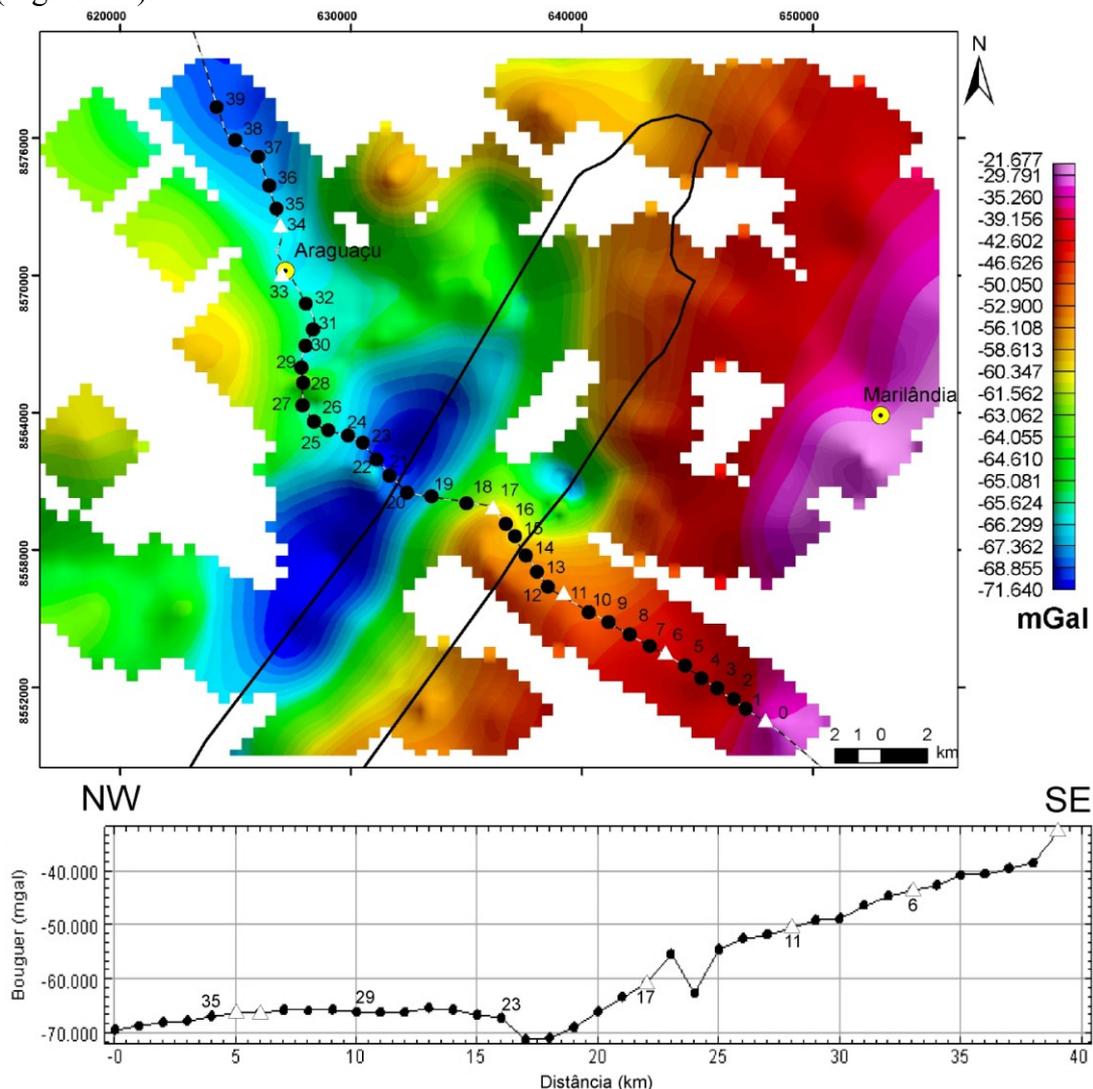


Figura 6. 6 - Mapa de anomalias bouguer gerado pela união das estações gravimétricas adquiridas (círculo negro) e pré-existentes (triângulo branco). Detalhe para as estações ao longo do perfil principal, rodovia estadual TO-181. A linha negra marca o limite da Formação Água Bonita.

Para a construção de um modelo 2D representa-se a Terra em apenas duas dimensões, ou seja, as variações restringem-se a profundidade (direção z) e a direção do perfil (direção X), mantendo-se constante na direção Y (Figura 6.7). O bloco inicialmente construído estende-se na direção X de -30.000 km a +30.000 km para evitar problemas na borda do modelo. Dessa forma, além dos dados gravimétricos faz-se necessário a tabulação das distâncias relativas entre as estações gravimétricas e dos dados altimétricos.

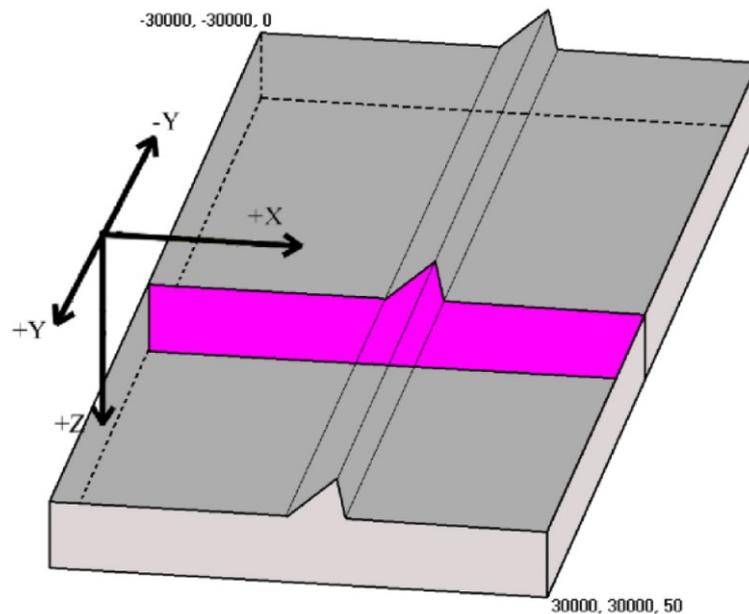


Figura 6. 7- Diagrama representativo da modelagem 2D. Em magenta perfil modelado (Oasis Montaj, 2009)

O contexto geológico da área em estudo foi representado por meio de figuras geométricas bi-dimensionais com valores de densidade constante retirados de Luiz & Silva (1995) (Tabela 6.2). Considera-se também que a descontinuidade de Moho na região de São Miguel do Araguaia, a sul da área estudada, localiza-se a aproximadamente 40 km (Soares 2005).

Tabela 6.2 – Densidade das principais rochas mapeadas neste trabalho (Fonte: Dobrin 1976 e Telford *et al* 1976).

Material	Densidade (Mg/m ³)	Densidade Média (Mg/m ³)
<i>Rochas Sedimentares</i>		
Arenitos	1,61-2,76	2,35
<i>Rochas Metamórficas</i>		
Gnaisses	2,59-3,00	2,80
Anfibolitos	2,90-3,04	2,96
Xistos	2,39-2,90	2,64
Arenitos	1,61-2,76	2,35
Gnaisses	2,59-3,00	2,80
Anfibolitos	2,90-3,04	2,96

O resultado obtido da modelagem representa o cruzamento dos dados geológicos com a curva de dados gravimétricos adquiridos ao longo do perfil principal. O programa computacional fornece uma curva calculada, que se ajusta aos dados medidos, e uma curva de erro.

No modelo 2D, orientado de leste para oeste, são diferenciados, por meio de figuras bi-dimensionais, os litotipos mapeados em campo: Ortognaisses e anfibolitos do Complexo Rio dos Mangues (2,86 mg/m³), arenitos da Formação Água Bonita (2,30 a 2,76 mg/m³), rochas miloníticas (2,82 mg/m³) da borda do *Graben*, biotita-muscovita paragnaisses (2,52 a 3,00 mg/m³) e quartzo-biotita-muscovita xisto (2,80 a 3,00 mg/m³) da Formação Xambioá (Figura 6.8). O *Graben* de Água Bonita foi representado como uma estrutura assimétrica, tendo sua maior profundidade na porção oeste em aproximadamente 4 km. Esta unidade geológica apresenta, além das rochas areníticas, cunhas areníticas superficiais de menor densidade, que representam acúmulos de areia freqüentes na área do *Graben* de Água Bonita. O embasamento do *Graben* mostra densidade de 2,9 mg/m³, valor este maior que a densidade da Formação Xambioá e do Complexo Rio dos Mangues. A modelagem forneceu, como resultado do ajuste da curva calculada e medida, um erro de 1,754 (Figura 6.8).

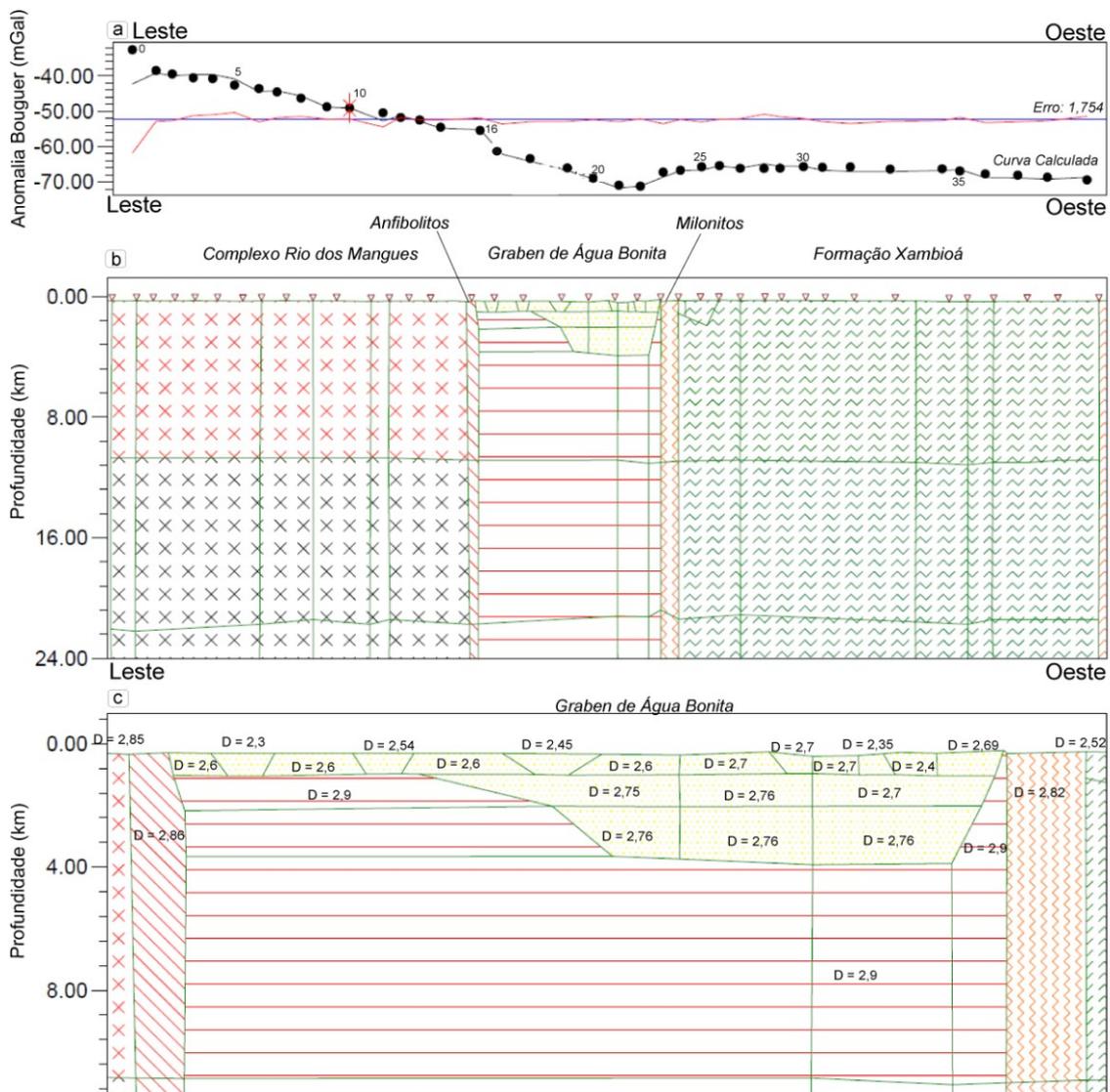


Figura 6. 8 – (a) Dados Medidos, curva calculada e curva de erro. (b) modelo 2D de blocos bi-dimensionais representativos da geologia da porção central do *Graben* de Água Bonita. (c) modelo 2D mais detalhado com os valores de densidade (mg/m^3).

7 – DISCUSSÃO FINAL E CONCLUSÕES

O presente trabalho contribui para o aumento do conhecimento geológico-estrutural da porção central do *Graben* de Água Bonita por meio da integração do resultado interpretativo da geofísica ao mapeamento geológico em escala 1:50.000. Os dados adquiridos, aliados a dados bibliográficos, embasaram a interpretação acerca da origem e evolução geológica do *Graben* de Água Bonita.

Fica a sugestão para que seja feito, em futuras pesquisas, a interpretação de dados aerogeofísicos, em produtos de maior resolução, e o adensamento das aquisições gravimétricas, visando o melhor entendimento das anomalias encontradas neste trabalho. No que concerne à geologia, faz-se necessário um maior detalhamento da Formação Água Bonita, tendo como objetivo estimar a sua extensão total, verificar existência de outros litotipos e o estudo de estruturas sedimentares e tectônicas que por ventura esclareçam a direção do fluxo sedimentar. A proveniência do pacote sedimentar intra-graben e sua idade, aqui não determinada pela ausência de fósseis e micro-fósseis, requer um estudo específico e direcionado tanto à paleontologia quanto a geocronologia, o que está fora do escopo desta investigação.

7.1 - Aerogeofísica e Gravimetria Terrestre

Os resultados preliminares de interpretação qualitativa dos dados aerogeofísicos e gravimétricos sugerem que o limite do *Graben* de Água Bonita, em subsuperfície, inclina-se em direção a oeste, visto que os dados magnéticos e gravimétricos mostram baixas anomalias nessa direção. O domínio magnético M4 coincide com o baixo gravimétrico na porção centro oeste do *Graben* de Água Bonita, estendendo-se além do limite deste, definido pela geologia, na direção oeste. A junção dos resultados provenientes do espectro de potência e Deconvolução de Euler contribuiu para construção do modelo 2D, estando este relacionado à evolução e origem da estrutura estudada.

Propõe-se que sejam feitos testes de densidade em amostras de rocha coletadas na área de estudo para que se estime, de maneira mais precisa, a densidade dos litotipos, sendo assim possível a construção de modelo 2D mais acurado.

7.2 - Mapeamento Geológico

O mapeamento geológico em escala 1:50.000 contribuiu para o detalhamento geológico da porção central do *Graben* de Água Bonita. Este fato é verificado pela comparação entre o mapa regional da CPRM em escala 1:1.000.000 (Lacerda Filho *et al.* .2004), com o mapa desenvolvido nesta dissertação (Figura 7.1).

No extremo oeste da área, dominada pela Formação Xambioá, o novo mapeamento trouxe a separação desta Formação em duas fácies, quartzo-biotita-muscovita xistos, ora granadífero, e biotita-muscovita paragneisse. Os limites da Formação Água Bonita foram mais bem definidos, resultado do mapeamento das zonas de cisalhamento que definem a borda da estrutura. A extensão da Formação Água Bonita foi reduzida na região nordeste do mapa, não sendo identificados afloramentos rochosos, apenas acúmulos de areia. Na porção leste, Complexo Rio dos Mangues, não havia sido descrita a ocorrência de hornblenditos.

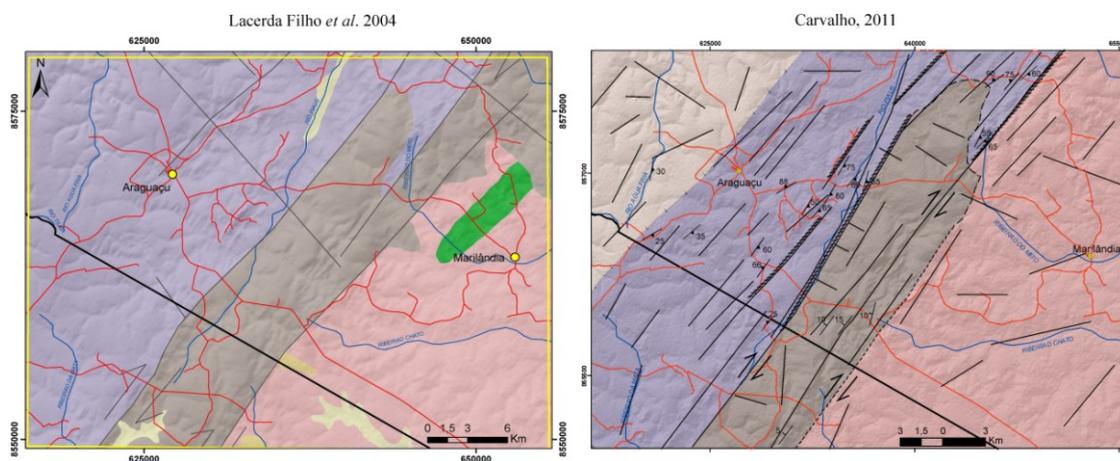


Figura 7.1 – Comparação entre o mapa geológico regional da Folha Goiás SD-22 (Lacerda Filho *et al.* .2004) e o mapa confeccionado no presente trabalho.

7.3 – Origem e Evolução Geológica do *Graben* de Água Bonita

A partir de trabalhos anteriores (e.g. Baptista & Cartner-Dyer, 1966; Barbosa *et al.*, 1981; Schobbenhaus *et al.*, 1975; Carvalho *et al.*, 2010) e de dados adicionais coligidos dos trabalhos de campo da presente pesquisa, o *Graben* de Água Bonita (GAB), nos limites da área de estudo, constitui-se numa estrutura de rifte, de aproximadamente 7 km de largura bem definida, com bordas limitadas por falhas retilíneas de tendência N35°E, com aproximadamente 33 km de extensão, terminações difusas, principalmente na porção SW, e coincidentes com a tendência regional do



Lineamento Transbrasiliano (LTB) no seu segmento central (Araújo Filho *et al.*, 2008; Araújo Filho *et al.*, 2010). A borda NW do GAB é composta por xistos e paragneisses neoproterozóicos da Formação Xambioá, no grau xisto verde alto, com indícios de cisalhamento simples. A borda SE do GAB compõe-se de rochas do Complexo Rio dos Mangues atribuído a idade paleoproterozóica, com indícios restritos de cisalhamento simples nas delgadas intercalações de quartzito. Na calha do *graben*, as rochas são distintamente sedimentares em escassos afloramentos. O melhor afloramento encontra-se na Fazenda Água Bonita Vereda Verde, no centro da estrutura. Trata-se exposição mais bem preservada e completa encontrada, com 3,80 metros de altura, composta por repetições de camadas de arenitos finos, em geral grano-decrescentes para o topo, de espessuras centimétricas a raramente decimétricas, sugerindo curtos pulsos de sedimentação terrígena, possivelmente controlados por variação do nível de base das correntes, com conseqüente variação de suas competências. Restritamente, a leste da ocorrência do arenito, camadas finas de siltito grosso a médio de cor amarelada é observado intercalado ao arenito. Mais extensamente a oeste, a coluna de siltito é mais espessa, formando uma faixa cujo contato é sub-retilíneo com o arenito e de altitude N30° - 40°E. Devido à alta friabilidade das rochas sedimentares, a erosão e intemperismo geram extensas e espessas coberturas de solo arenoso, mais freqüentes na porção W e SW do *Graben* de Água Bonita. Não foi observado indicio de rocha carbonática, o que nos leva a interpretar que o *graben* é restrito e alojou uma seqüência unicamente terrígena, cujo ambiente sedimentar não permitiu a incursão de mar, mesmo que restrito, limitando-se a um estágio de pré a possível sin-rifte na sua sedimentação. Isto significa que o rifte seja muito imaturo, ou pouco desenvolvido, e de ocorrência restrita do ponto de vista paleoambiental e tectono-sedimentar. As rochas sedimentares não apresentam indícios macroscópicos de fósseis. Exame micro-paleontológico em siltitos da Formação Água Bonita, feito no laboratório de micro paleontologia do IG/UnB, não identificou micro-fósseis que confirmem a suspeita de Barbosa & Cartney-Dyer, (1966) de ser o *Graben* de Água Bonita de idade Siluro-Devoniana (Christopher Braga, 2011 comunicação oral).

A combinação dos dados estruturais de campo e geofísicos nos permite propor que a estrutura extensiva foi gerada em um ambiente restrito, associada ao ambiente mais regional do Lineamento Transbrasiliano (LTB), estes com bordas irregulares ou curvas. Esse Lineamento foi gerado na colisão terminal do craton Amazônico com o

craton do São Francisco, no final do Neoproterozóico continuando até o Eo-Paleozóico (Schobbenhaus *et al.*, 1975) (Figura 7.2a). O modelo que propomos, é que o *Graben* de Água Bonita foi gerado por uma combinação de mecanismos de cisalhamento puro e simples, mais simples que puro em ambiente transtraccional restrito, pois o mergulho regional das seqüências sedimentares detríticas dentro do graben é de 8° - 12° , 300° - 330° , estando o eixo do *Graben* de Água Bonita ligeiramente inclinado para NW. Dados gravimétricos modelados em 2D apontam para um depocentro a W de aproximadamente 4 km de profundidade, indicando que o *Graben* de Água Bonita é assimétrico e abateu-se mais na sua porção W e SW (Figura 7.2b). Falhas neotectônicas de direção $N60^{\circ}W$, formadas pela reativação de falhas pré-cambrianas, encontradas em regiões circunvizinhas ao *Graben* de Água Bonita, cortam tanto suas bordas quanto a calha do *graben*, seccionando a estrutura em um jogo de blocos menores ainda não captado totalmente pelos dados gravimétricos atuais.

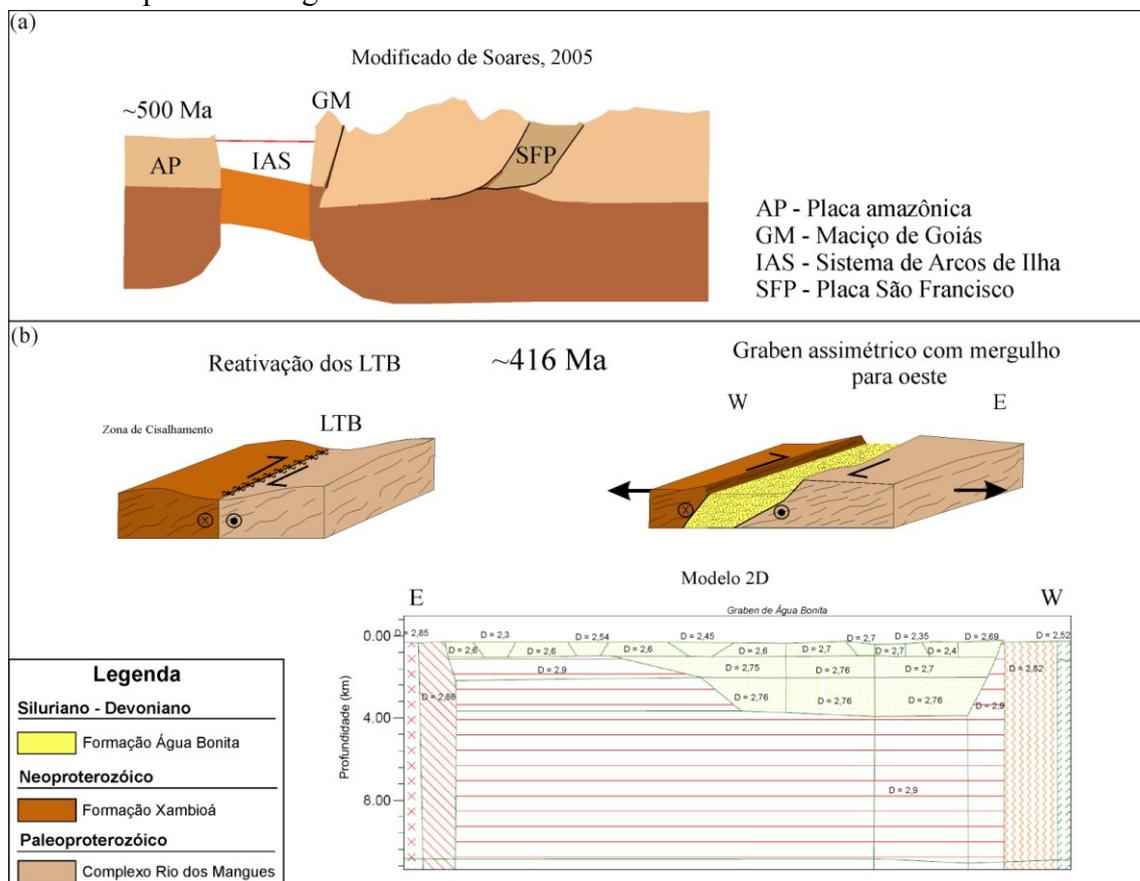


Figura 7. 2 – (a) Estágio final da colisão dos Cratons São Francisco e Amazônico, modificado de Soares, 2005. (b) Abertura do *Graben* de Água Bonita e Posterior deposição da Formação homônima. Modelo 2D do *Graben* de Água Bonita.



Não foi possível esclarecer de maneira clara a relação temporal entre o Graben de Água Bonita e as rochas sedimentares da Formação Água Bonita. Duas teorias principais podem ser levantadas: A primeira considera que a deposição da Formação Água Bonita é anterior ao abatimento do Graben, implicando na deformação localizada das rochas mais jovens. Já a segunda considera a relação inversa de que o Graben é anterior a Formação Água Bonita, possibilitando desta maneira a preservação das rochas sedimentares nessa fossa estrutural. Outra questão ainda não resolvida é se o aporte sedimentar da Formação Água Bonita é o mesmo de bacias vizinhas, devido à posição intermediária da área estudada em relação às bacias do Parnaíba, a nordeste, do Amazonas, a noroeste, e do Paraná, a sudoeste. Comparando essas bacias com a Graben de Água Bonita só são encontrados semelhantes litológicos a partir do eopaleozóico-siluriano (Barbosa *et al.* 1981). Um fato que corrobora com a proposta de origem sedimentar semelhante é a ocorrência de areia, não limitada por falhas, sobre rochas mais antigas do Complexo Rio dos Mangues (Figura 6.1), sugerindo que as bacias citadas podem ter sido ligadas no passado.



Referências Bibliográficas

- Ahern, J.L.1993; **Tides: a Program for Calculating the tidal acceleration due to the Moon and Sun.** School of Geology and Geophysics University Of Oklahoma. Sistema DOS.
- Almeida, F.F.M. 1977 **O Cráton do São Francisco.** Revista Brasileira de Geociências, 7, p. 349-364.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Neves, B.B.B.; Fuck, R.A. 1981. **Brazilian structural provinces: an introduction.** Earth Science Review, 17, p. 1-29.
- Araújo Filho, J.O. de; Carmelo, A.C.; Carvalho, D.L.O. de; de Léon, N.C.C.; Campos,L.F.B.; Rios, C.V. 2008. **Segmentação estrutural dos Lineamentos Transbrasilianos e suas relações com os lineamentos da Província Borborema, baseado em dados de Sensoriamento remoto e Aerogeofísica.** Anais do 44° Congresso Brasileiro de Geologia, Curitiba-PR.
- Araújo Filho, J.O. de; Carmelo, A.C.; Carvalho, D.L.O. de. 2010. **A state of the art overview of the Transbrasiliano Lineaments, Central Brazil, based on integrated Structural Geology, Aerogeophysics and Remote Sensing Data.** Anais AGU Meeting of the Americas, Foz do Iguaçu.
- Barbosa, O.; Baptista M. B.; Dyer, R.C.; Braun.O.P.G.;Cotta,J.C. 1981. **Geologia e Inventário dos Recursos Minerais da Região Central do Estado de Goiás – Projeto Brasília:** Série Geologia 18, Seção Geologia Básica 13, DNPM, Brasília.
- Baptista M. B.; Dyer, R.C. 1966. **Contribuição à Geologia das folhas São Miguel do Araguaia, Porangatu, Mozarlândia e Uruaçu, estado de Goiás.** – Relatório preliminar do Projeto Brasília, DNPM, Brasília. In:Barbosa *et al.*1981
- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M. , Gonçalves, J.H. 2003. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil.** Textos, Mapas & Gis. Serviço Geológico do Brasília - CPRM, 692 p.
- Blakely,R.J.,1996, **Potential theory in solid-earth gravity and magnetic application.** EUA, Cambridge University Press, 441p.



- Blum, M.L.B. 1999. **Processamento E Interpretação De Dados De Geofísica Aérea No Brasil Central E Sua Aplicação À Geologia Regional E À Prospecção Mineral**. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 229p.
- Carvalho, D.L.O. de; Vidotti, R.M.; Araújo Filho, J.O. de; Meneses, P.R. 2010. **Caracterização Geofísica do Graben de Água Bonita**. Anais do IV Simpósio Brasileiro de Geofísica, Brasília,DF.
- Costa M.J., França J.B., Lins C.A.C., Bacchiegga I.F., Habekost C.R., Cruz W.B. 1979. **Geologia da Bacia de Jaibaras, Ceará, Piauí e Maranhão- Projeto Jaibaras**. Brasília, MME/DNPM. 106p. (Série Geologia Básica, 11).
- Correia, M. G.; Leite, E. P.; Filho, C.R.S.; 2010. **Comparação de métodos de estimativa de profundidades de fontes magnéticas utilizando dados aeromagnéticos da província mineral de Carajás, Pará**. Revista Brasileira Geofísica. vol.28 no.3 São Paulo.
- Dias, R. R.; Pereira, E. Q.; Santos, L. F. 2008 **Atlas do Tocantins: Subsídios ao Planejamento da Gestão Territorial**. Secretaria do Planejamento - SEPLAN. Superintendência de Planejamento e Gestão Central de Políticas Públicas. Diretoria de Zoneamento Ecológico-Econômico - DZE. 5 ed. rev. atu. Palmas: Seplan, 2008.
- DNPM 1981. **Projeto Geofísico Brasil-Canadá: histórico e atividades até 30/09/77**. MME/DNPM, Goiânia, GSC, Canadá.
- Embrapa - Empresa - Brasileira de Pesquisa Agropecuária - **Zoneamento Agroecológico do estado de Tocantins, 1995**. Disponível em: <http://www.zaeto.cnpm.embrapa.br/> acessado em 30 de junho de 2010.
- Ferreira, F.J.F.; Souza, J.L., 2002 **Gamaespectrometria: Fundamentos, Geoquímica e Distribuição dos Radioelementos em Rochas e Solos**. Curso de Pós Graduação em Geologia, Disciplina Geofísica Exploratória – Laboratório de Pesquisa em Geofísica Aplicada (LPGA- UFPR), Curitiba.p.72



Fuck, R.A.; Pimentel, M.M.; Silva, J.H.D., 1994. **Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins**. Anais 38º Cong. Bras. Geol., Camboriú, SBG, 1, p. 215-216.

GEOSOFT 1996. MAGMAP 2-D frequency domain processing. GEOSOFT, Inc., Toronto.

GEOSOFT 2008. OASIS Montaj 7. GEOSOFT, Inc., Toronto.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística 2010a. Imagens do Satélite Alos. Disponível em <http://www.ibge.gov.br/alos/> acessado em 12 Outubro de 2010.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística 2010b. **Censo 2010**. Disponível em http://www.ibge.gov.br/censo2010/primeiros_dados_divulgados/index.php?uf=17 acessado em 23 de Novembro de 2010.

INPE – Instituto de Pesquisas Espaciais 2010. **TOPODATA Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil**. Disponível em <http://www.dsr.inpe.br/topodata/> acessado em 12 de outubro de 2010.

King, L. C.; 1956. **Geomorfologia do Brasil Oriental**. Conselho Nacional de Geografia, Revista Brasileira de Geografia, Ano XVIII, n° 2, Rio de Janeiro.

Koosah, M.; Vidotti, R.M.; Soares, J.E.P; Fuck, R.A.; 2007. **Gravimetric and seismic data integration in a 2D forward gravimetric modeling for the crust and lid mantle beneath northern Brasilia Belt**. 10th International Congress of The Brazilian Geophysical Society held in Rio de Janeiro, Brazil.

Lacerda Filho, J. V; Valente, C.R.; Bahia,R.B.C.; Lopes, R.C.; Romanini, S.J. Oliveira, I.W.B.; Oliveira, C.C.; Sachs, L.L.B; Silva, V.A.; Batista, I.H., 2004, Folha SD-22-Goiás. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S.; Abram, M.B.; Leão Neto, R; Matos; G.M.M.; Vidotti, R.M.; Ramos, M.A.B.; Jesus, J.D.A (eds). **Carta geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas**. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM.

Latrubesse, E. M.; 2005. **Mapa Geomorfológico do estado de Goiás - Relatório Final**. Secretaria de Indústria e Comércio, Superintendência de Geologia e Mineração - Goiânia, 81p



- Luiz, J. G. ; Silva, L. M. C. E. (1° Eds.) 1995. **Geofísica de Prospecção**. Belém: Editora Universitária-UFPA e Editora CEJUP. v. 1. 311 p.
- Milson, J. (3° Eds.) 2003. **Field Geophysics: The Geological Field Guide Series**. Wiley, London, 232p.
- Moreira, M.L.O.; Moreton, L.C.; Araújo, V. A. de; Lacerda Filho, J. V. de; Costa, H. F. da. 2008. **Geologia do Estado de Goiás e do Distrito Federal: texto Explicativo do Mapa Geológico de Goiás e Distrito Federal**. Escala 1:500.000. Goiânia: CPRM; SIC-FUNMINERAL, 143p.
- Pimentel, M.M. 1991. **Late Proterozoic Crustal Evolution of the Tocantins Province in central Brazil: an Isotopic and Geochemical Study**. 248 p. (PhD Thesis, University of Oxford).
- Pimentel, M.M. & Fuck .R.A. 1992. **Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil**. *Geology*, 20:375-379.
- Pimentel, M.M.; Jost, H.; Armstrong, R.; Fuck, R.A.;Junges,S.L.; Resende, M.G. 2000b **Re-appraisal of the Santa Rita greenstone belt stratigraphy,central Brazil, based on new U-Pb Shrimp age and Sm-Nd data of felsic metavolcanic rocks**. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (1): 157-160.
- Projeto Radambrasil. **Levantamento de Recursos Naturais**, Volume 25.Folha SD 22.Ministério de Minas e Energia, Secretaria Geral, Rio de Janeiro 1981.
- Reid A.B; Allsop J.M; Granser H.; Millett A.J & Somerton I.W. 1990. **Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution**. *Geophysics*, 55(1): 80-91.
- Schobbenhaus, C.; Ribeiro, C, L.; Oliva, C.L.; Takanohashi, J.T. 1975. **Texto Explicativo, Folha Goiás (SD-22)**. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: DNPM,Brasília.
- Sibson, R.H. 1977. **Fault rocks and faults mechanisms**. *Journal of the Geological Society*, London, 133:191-213.
- Silva A.M.; Souza Filho ,C.R; Toledo C.L.B. & Dantas E.L. .2003 **Amalgamation of different crustal blocks in the Southernmost Part of the São Francisco Craton**



constrained by airborne geophysical data, Brazil Proceedings of the 8th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, 6p.

Soares, J.E.P. 2005. **Estudos de refração sísmica profunda, função do receptor e gravimetria na Província Tocantins, Brasil central** Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado n 73.

Spector, A; Grant F.S., 1970. **Statistical models for interpreting aeromagnetic data**, Geophysics 35 (2) 293–302.

Talwani, M., J. L. Worzel, and M. Landisman 1959, **Rapid Gravity Computations for Two-Dimensional Bodies with Application to the Mendocino Submarine Fracture Zone**, J. Geophys. Res., 64(1), 49–59.

Valeriano, C.M; Dardenne, M.A.; Fonseca, M.A.; Simões, L.S.A.; Seer, H.J. **A evolução tectônica da Faixa Brasília**. Geologia do Continente Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Ed. Beca, pp.: 575-592.

Viana, M.G; Pimentel, M.M; Whitehouse, M.J; Fuck, R.A; Machado, N. 1995. **O arco magmático de Mara Rosa, Goiás: geoquímica e geocronologia e suas implicações regionais**. Rev. Bras. Geoc v.25, n.2. p. 111- 123, 1995.

Yardley, Bruce W.D. **Introdução à petrologia metamórfica** / Bruce W. D. Yardley; tradução de Reinhardt Adolfo Fuck. 2d. revista. – Brasília: Editora Universidade de Brasília, 2004.